黄海区域海洋学

物理海洋篇

《中国区域海洋学》编委会组稿

2010 年　　月

《中国区域海洋学》编写委员会

主任：苏纪兰（中国科学院院士）

副主任：乔方利

编委：（按姓氏笔画）

王　颖（中国科学院院士）　王　荣　王保栋　宁修仁

甘子钧　孙吉亭　孙　松　刘保华　刘容子　李永祺

李家彪　邹景忠　洪华生　唐启升（中国工程院院士）

贾晓平　谢钦春

秘书与会务：许建平

黄海区域海洋学

第三篇　物理海洋

篇统稿人：乔方利、孙湘平

第一章　海区的气候*

本章使用的主要资料：1）美国国家环境预测中心 NCEP 2.5×2.5（经/纬度）分辨率，1968—1996 年 29 年月平均再分析格点资料，包括风分量（u,v）、全风速、气压、气温等要素，使用时做了内插处理。2）“中国地面资料 1971—2000 年气候标准值数据集”资料，包括气温、风、降水等要素，选用沿海 15 个站，为渤、黄、东海区提供更具体的分析依据。其中：大连、长岛、成山头、青岛、日照、吕四、嵊泗七站，作为黄海海区的代表站。以下分析所用的图、表和涉及的主要数据，在无特别说明时，均来自上述资料。

为了叙述方便，在讨论季节变化时，取 1 月、4 月、7 月和 10 月分别作为冬、春、夏、秋四季的代表月。

第一节　风

一、季节变化

黄海是西太平洋的边缘海，是东亚季风区的一个比较开阔的海区，四季明显，属典型的季风气候。冬、夏季的主风向，几乎有 180 度的变化。在季风背景下，冬、夏季黄海的气压场配置大体相反，等压线的走向基本呈南北向，气压梯度相反。风矢穿越等压线偏向低压一侧，冬季从陆地进入海面后风向右偏，风速增强，显示出非地转风特征，但整个风向大势是一致的，冬季 NW 风，夏季 S~SE 风。

冬季（1 月），黄海受大陆冷高压控制，不断有冷空气或寒潮入侵，空气干燥，全海区以 NW 风为主（图 3.1.1.1）。平均风速为 6~7m/s（图 3.1.1.2），风速自北向南增加，南部北风分量加强，平均风速为 8～9m/s。

春季（4 月）为冬季风向夏季风过渡季节，风向多变。5 月，夏季风开始在南海建立，黄海尤其南部偏南风开始占优势。

6～8 月，夏季风稳定建立，盛行南到东南风，平均风速为 5～6m/s，比冬季风速要小。夏季常受来自东海北上的台风侵袭，台风大风随之产生。

10 月至翌年 3 月，盛行偏北风，北部多为西北风，平均风速为 6～7m/s（图 3.1.1.2）。黄海海区 6 级（10.8～13.8m/s）以上的大风，四季都有出现，但以冬季强度大，春季次数较多。大风区多位于渤海海峡至山东半岛顶端成山头一带、千里岩和济州岛等附近海域。黄海东南部朝鲜海峡一带，冬季以 NW 风为主，平均风速为 9.0m/s。1 月 6 级以上大风频率近 4 成，最大风速可达 25~26m/s。夏季以 SW 风为主，平均风速为 6~7m/s，最大风速可达 50~60m/s，是由台风造成的[43]。

不过，相比而言，冬季南黄海的风速大于北黄海的风速，尤其在水温较高的海域，这与冷空气进入暖海面，低层大气受热层结不稳定，上下交换加强，动量

* 编写人：于 群、周发琇

下传有关。沿海各站因地形影响，各季风速略有差异。成山头冬季平均风速为7m/s，是四季中最大的。青岛春季平均风速最大为5.8m/s，比其他季节都大。夏季各站平均风速是一年中最小的（表3.1.1.1）。

春季黄海存在变性冷高压，这是一个浅薄系统，低层具有辐散结构。高压的存在（图3.1.1.1），对黄海春季的天气影响很大。高压的西侧，即向岸一侧盛行S~SW风，而东侧即黄海东侧为N~NE风为主。受黄海高压的影响，来自南方的暖湿空气流经黄海西侧、山东半岛沿岸冷海面，为生成海雾提供了有利条件。秋季是夏季风向冬季风过渡的季节，全区以N~NW风为主，风速变大。

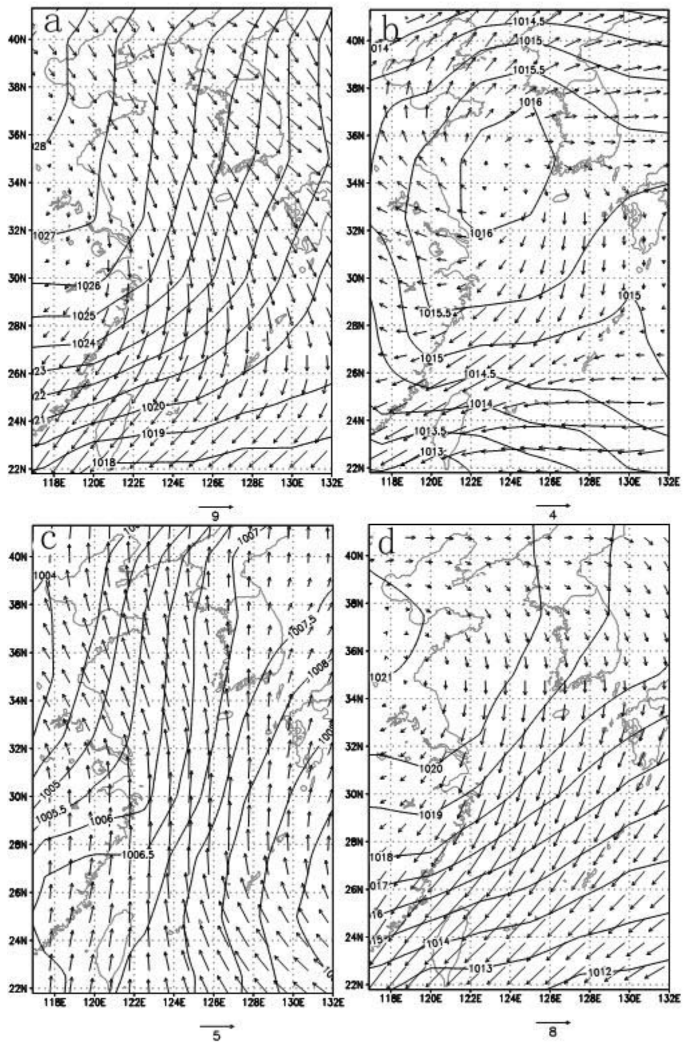


图3.1.1.1 黄海（渤、东海）1月（a）、4月（b）、7月（c）、10月（d）海平面气压场（hPa）、风场(m/s)(1968—1996)

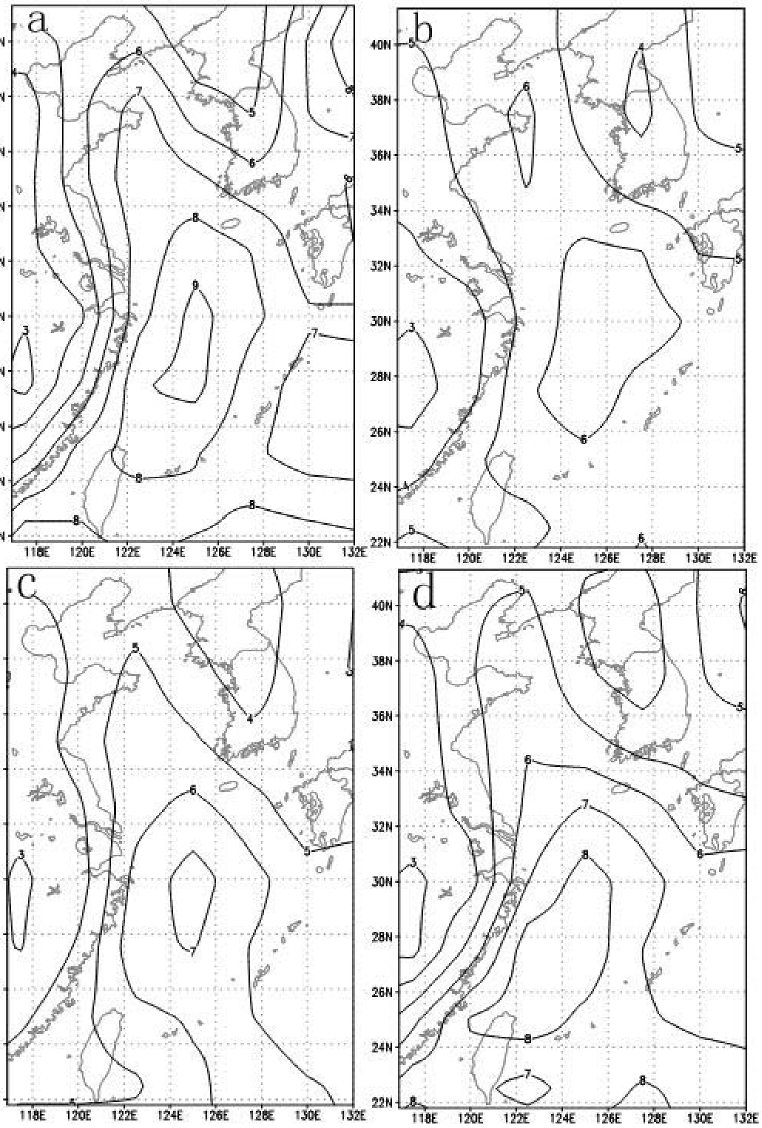
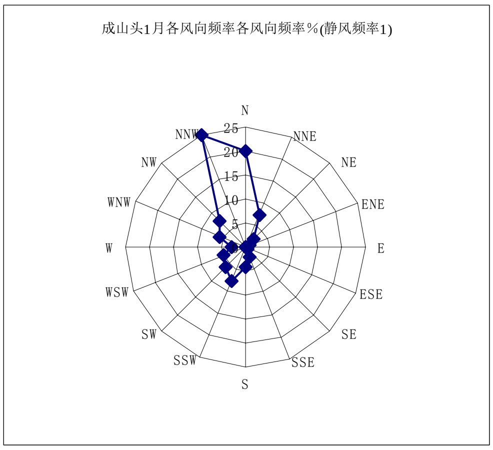
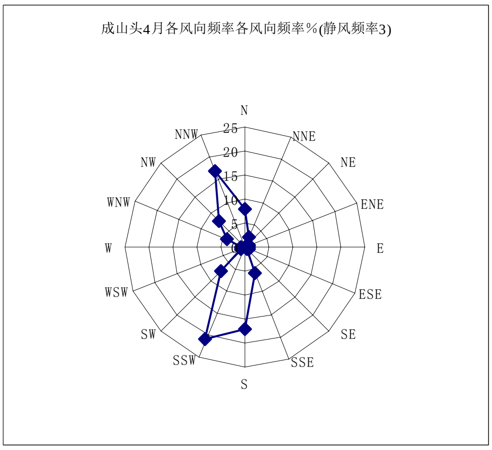


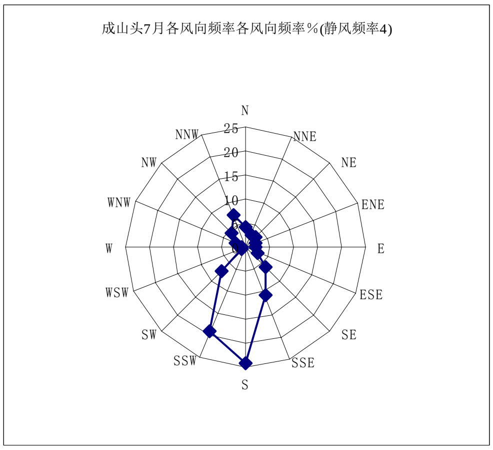
图 3.1.1.2 黄海（渤、东海）1 月（a）、4 月（b）、7 月（c）、10 月（d）风速（m/s）分布（1968—1996）

表 3.1.1.1 黄海沿岸、岛屿代表站累年月平均风速（m/s）统计（1971—2000）

站　名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
大　连	5.2	5.2	5.2	5.5	5.1	4.4	4.2	3.9	4.1	4.8	5.2	5.1
长　岛	6.6	6.0	5.7	5.9	5.4	4.7	4.3	4.2	4.7	5.8	6.8	6.9
成山头	7.1	6.9	6.3	6.2	5.7	5.0	4.7	4.5	5.3	6.2	6.9	7.0
青　岛	5.4	5.4	5.5	5.8	5.5	5.2	4.8	4.5	4.5	4.9	5.4	5.5
日　照	3.4	3.4	3.5	3.5	3.4	3.2	3.0	3.2	3.3	3.4	3.5	3.3
吕　四	3.9	4.1	4.3	4.1	3.9	3.7	3.6	3.8	3.6	3.5	3.7	3.7







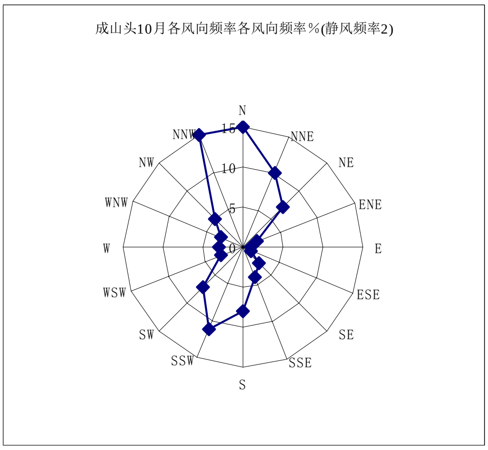
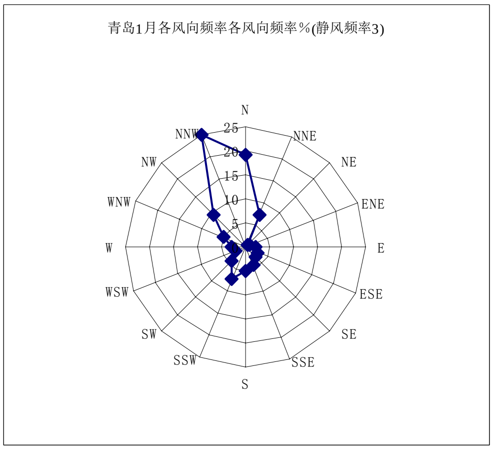
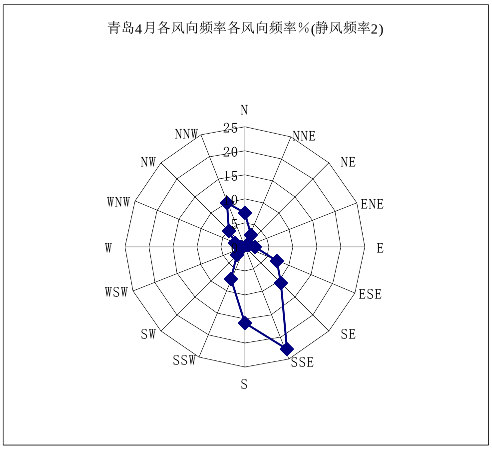


图 3.1.1.3　成山头 1 月、4 月、7 月、10 月风玫瑰图（1971—2000）





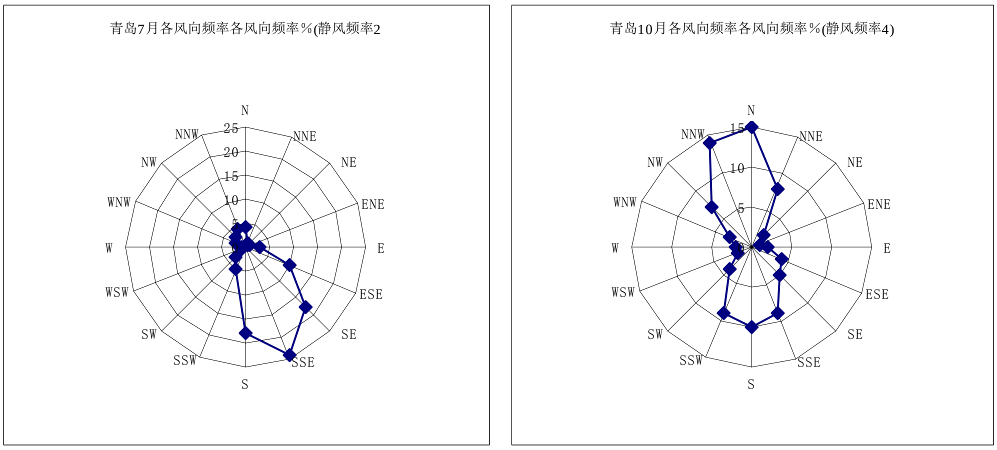


图 3.1.1.4　青岛 1 月、4 月、7 月、10 月风玫瑰图（1971—2000）

虽然在季风的大背景下，风场大势一致，但海区及海峡受地形等的影响，风向仍有差别，尤其沿岸各站差异更明显。成山头冬季多 NNW 风，平均风速为 7.0m/s，比渤海海峡的风速还大。冬季是黄海平均风速最大的季节，也是成山头风速最大的季节。夏季成山头多 S 风，平均风速为 4.7m/s，比冬季的小得多，是风速最小的季节。春、秋季均为 SSW 风，平均风速约 6.0~6.1m/s，差异很小。青岛冬季多 NNW 风，风速为 5.4m/s；夏季多 SSE 风，风速为 4.7m/s；春季多 SSE 风，秋季以 N~NNW 风居多，风速约 5m/s，秋季已是冬季风开始占优势的季节（表 3.1.1.1，图 3.1.1.3，图 3.1.1.4）。

二、8 级以上大风

黄海 8 级（≥17.2m/s）及其以上大风的频率约为 1~2%。冬季主要是寒潮大风，夏季以台风大风为主。此外，温带气旋也会引起大风。11 月、12 月大风频率，是一年中最高的月份，主要是冷空气爆发引起的。大风是在一定的天气系统影响下产生的，此外还与地形、海岸线走向有关。海峡、海岛的风速通常都比较大。渤海海峡的风速比周边的大 2~3m/s。8 级以上大风冬季出现较多，其中成山头的年大风日数超过 100d，主要发生在秋、冬季。青岛的 8 级以上大风日数为 57d，发生在冬、春季；日照的只有 10d，主要发生在春季（表 3.1.1.2）。

最大风速是指时段内最大 10 分钟平均风速值，是过程大风的标志。最大风速并不出现在隆冬季节，而是出现在春、秋或夏季，这与气旋活动及台风影响有关（表 3.1.1.3）。极大风速是指时段内出现的最大瞬时风速值，极大风速的出现与最大风速出现季节比较一致，与夏季台风影响关系更为密切（表 3.1.1.4）。有研究表明，黄海沿岸一带等大风日数线与海岸线基本平行，沿岸风速较大与冷空气经过海岸时，尤其在海温高于气温的季节，有可能出现锋生过程有关[32]。黄海秋、冬季 NW 风大于 NE 风，春季偏 S 风大于秋季的偏 S 风。

表 3.1.1.2　黄海沿岸、岛屿代表站大风日数各季统计（d）（1971—2000）

站名	春季	夏季	秋季	冬季	年
大　连	24.3	7.9	14.7	19.1	66.0
成山头	26.8	8.5	28.5	41.2	105.0
青　岛	17.7	7.6	13.7	18.5	57.5
日　照	6.0	3.4	3.6	3.8	16.8
吕　四	2.8	3.1	2.3	2.1	10.3

表 3.1.1.3 黄海沿岸、岛屿代表站最大风速（m/s）及出现时间（1971—2000）

站名	最大风速	风向	年	月	日
大　连	27.0	NNE	1972	3	31
成山头	30.0	NNE	1980	10	25
青　岛	32.0	N	1971	6	25
日　照	19.6	N	2000	4	9
吕　四	21.5	NNE	1977	9	11
嵊　泗	44.7	N	1986	8	27

表 3.1.1.4 黄海沿岸、岛屿代表站极大风速（m/s）及出现时间（1971—2000）

站名	极大风速	风向	年	月	日
大　连	33.8	N	1994	8	16
成山头	42.6	NNE	1972	9	28
青　岛	35.6	N	1985	8	19
日　照	27.5	N	2000	4	9
嵊　泗	46.1	NNE	1986	8	28

第二节 气温

一、季节变化

黄海气温具有明显的四季差异。气温时空变化的大形势，反映了典型的季风特征。

冬季（1 月），气温在-6~5℃之间，黄海北部从成山头到朝鲜半岛的群山一线以北，气温低于 0℃，等温线走向是西北~东南向，温度梯度很大；该线以南，气温高于 0℃。海上气温高于陆上气温，尤其在黄海中部更为突出，显示出海洋对气温的影响（图 3.1.2.1）。

春季（4 月），黄海气温在 8~13℃之间，等温线的走向呈槽形，海上气温低于陆上气温。

夏季（7 月），全区在 22~26℃之间，海上的低于陆上的，温度梯度夏季小于春季。

秋季（10 月），气温在 11~18℃之间，海上气温高于陆上的，其分布形式已与冬季的相似，显示出从秋季到冬季，海洋加热大气的效应日益显著。黄海四季气温的变化，除太阳辐射作用外，最重要的是海洋的影响。但在海陆交界的沿海一带，陆面影响是显著的。

从沿岸测站的记录来看，长岛、成山头、青岛、日照的月最高平均气温都出现在 8 月，比陆地气温晚一个月（图 3.1.2.2），显示出海洋对沿岸站的影响。唯有吕四的出现在 7 月，受陆面影响较大；月最低平均温度出现在 1 月，显示出强劲的冬季风影响，使海洋对沿岸站气温的影响不占优势。其实在远离海岸的海上，最低气温出现在 2 月，海洋给予更大的影响。

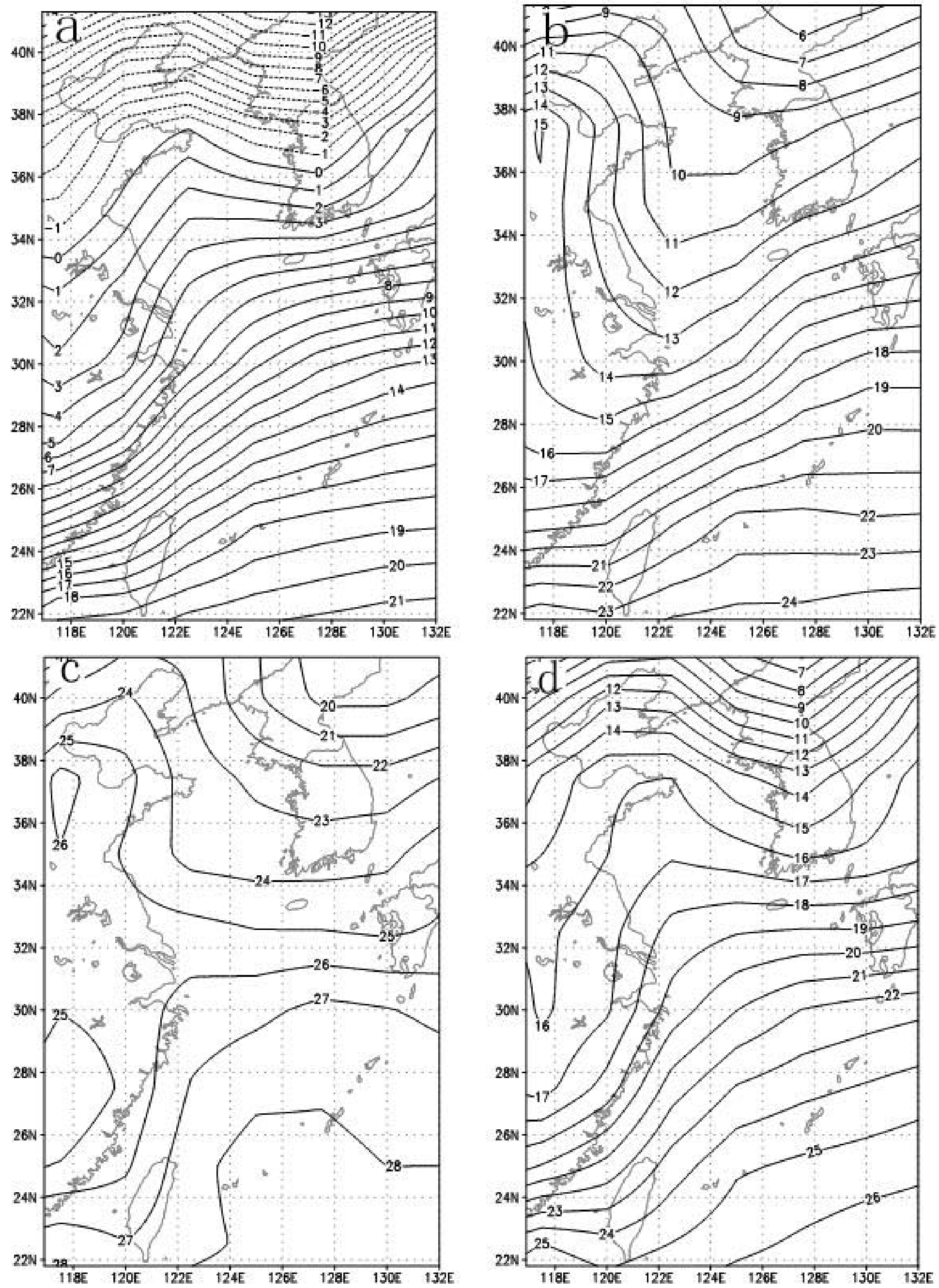


图 3.1.2.1 黄海（含渤海、东海）1 月（a）、4 月（b）、7 月（c）、10 月（d）平均气温分布（1968—1996）

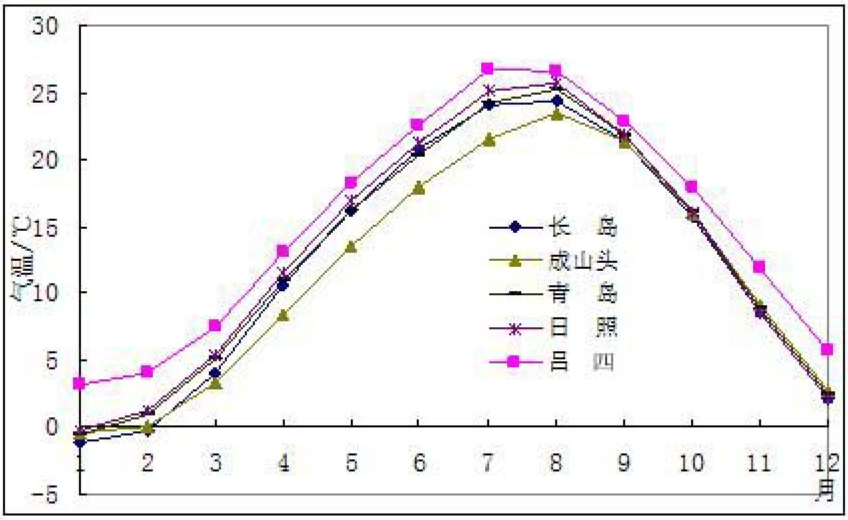


图 3.1.2.2 黄海沿岸、岛屿代表站月平均气温的年变化（1971—2000）

表 3.1.2.1 黄海沿岸、岛屿代表站逐月、年平均气温（℃）统计（1971—2000）

站名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
大　连	-3.9	-2.1	3.2	10.2	16.0	20.3	23.4	24.1	20.3	13.8	6.0	-0.5	10.9
长　岛	-1.1	-0.3	4.1	10.7	16.1	20.8	24.0	24.4	21.4	15.7	8.5	2.1	12.2
成山头	-0.4	0.0	3.4	8.4	13.5	18.0	21.5	23.5	21.3	16.0	9.1	2.7	11.4
青　岛	-0.5	0.9	5.2	10.9	16.2	20.3	24.2	25.3	21.8	16.2	8.9	2.4	12.7
日　照	-0.3	1.2	5.5	11.5	16.9	21.2	25.1	25.7	21.8	16.0	8.6	2.2	13.0
吕　四	3.2	4.1	7.5	13.0	18.2	22.5	26.7	26.6	22.9	17.9	11.9	5.7	15.0

二、沿岸代表站的极端气温

极端温度是反映天气过程温度的极端情况，沿岸、岛屿代表站极端气温及出现时间如表 3.1.2.2、3.1.2.3 所示。一年中极端最高温度一般出现在 7 月。成山头 2000 年 7 月 29 日出现过 32.0℃，青岛 1997 年 7 月 27 日出现过 37.4℃。极端最低温度出现在 1 月、2 月。成山头 1977 年 2 月 16 日出现-15.7℃，青岛 1980 年 1 月 30 日为-14.3℃。多是由强寒潮引起的。

无论平均气温还是极端温度，其空间分布都显示出随纬度的差异，即随纬度增高，气温降低，这也正说明太阳辐射对气温决定性影响。

表 3.1.2.2 黄海沿岸、岛屿代表站极端最高气温（℃）及出现时间（1971—2000）

站名		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
长岛	气温	11.7	20.4	19.4	29.9	33.4	34.1	36.1	35.4	31.3	28.9	24.2	15.6
	年	1983	1992	9002	1998	1982	1986	1997	1994	1999	1987	1979	1991
	日	28	27	9002	20	24	2	29	3	8	4	3	5
成山头	气温	11.8	16.2	17.9	24.3	29.5	31.4	32.0	31.7	28.6	26.1	21.3	15.2
	年	1979	1996	1989	1993	1979	1994	2000	1971	1999	1997	1979	1989
	日	8	13	31	19	28	3	12	15	11	19	4	4
青岛	气温	12.9	19.6	21.5	25.2	34.2	34.4	37.4	34.3	33.2	28.4	22.1	16.2
	年	1979	1996	1989	1971	1992	1994	1997	1981	1998	1983	1979	1987

	日	8	13	31	22	29	18	27	8	8	3	4	28
日照	气温	14.6	19.0	22.2	31.1	35.7	38.3	37.9	35.4	35.6	30.2	24.6	17.9
	年	1979	1996	1971	1997	2000	1977	1978	9002	1995	1997	1980	1989
	日	25	13	20	28	21	12	8	9002	2	19	6	3
吕四	气温	19.1	25.1	27.6	30.7	34.3	36.9	38.7	37.1	37.6	32.3	28.8	20.7
	年	1983	1992	1973	1994	1974	1997	1978	1971	1995	1984	1979	9002
	日	29	29	28	30	27	5	7	15	7	2	1	9002
	日	17	22	29	25	14	16	31	9002	9002	10	3	11

(注：9002 表示极端最高气温出现两次)

表 3.1.2.3 黄海沿岸、岛屿代表站极端最低气温（℃）及出现时间（1971—2000）

站名		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
长岛	气温	-12.2	-13.0	-8.7	-0.6	4.1	10.2	13.8	15.4	9.0	0.7	-5.0	-10.8
	年	1980	1977	1971	1972	1994	9002	1976	1972	1995	1995	1987	1976
	日	30	15	6	1	4	9002	4	29	26	31	28	26
成山头	气温	-11.4	-15.7	-9.6	-2.6	4.3	10.6	13.8	16.0	10.4	-0.5	-5.0	-10.9
	年	1987	1977	1977	1972	1971	1980	1976	1972	1995	1980	1996	1976
	日	13	16	4	1	2	1	4	29	26	25	30	26
青岛	气温	-14.3	-12.1	-6.2	-1.6	6.1	12.0	13.6	16.3	10.1	1.9	-7.2	-11.3
	年	1980	1977	1974	1972	1987	9002	1976	1972	1981	1997	1971	1985
	日	30	16	12	1	3	9002	4	29	28	31	29	9
日照	气温	-13.8	-12.6	-7.1	-2.5	5.9	11.5	14.9	16.4	9.4	0.5	-7.2	-12.2
	年	1980	1977	1988	1972	1987	1992	1976	1976	1977	1986	1979	1985
	日	30	16	7	1	3	7	4	23	20	29	23	9
吕四	气温	-8.6	-6.9	-4.2	0.0	4.0	12.3	17.4	16.5	9.3	2.1	-5.5	-8.1
	年	9002	1977	1978	1975	1972	1981	1974	1986	1972	1986	1971	1991
	日	9002	17	1	1	2	2	1	31	29	30	30	29
	日	29	7	1	3	9002	13	9	22	9002	24	25	29

(注：9002 表示极端最低气温出现两次)

第三节　降水

因海上缺少直接降水资料，只得以沿岸测站的降水记录来估计黄海的降水量。整个中国海的降水属季风雨。黄海夏季为汛期，降水量可占全年的一半，主汛期为 7~8 月。年降水量南部约 1000mm，北部约 600mm。其中成山头的为 664.7mm，青岛的为 662.1mm，吕四的为 1056.4mm；冬季最少，不足 1 成（表 3.1.3.1、图 3.1.3.1、图 3.1.3.2）。降水的年变率也很大（表 3.1.3.2、表 3.1.3.3），。7 月、8 月南部最大降水量可超过 400mm，超过年降水量的 4 成；北部也可达 300mm 以上，超过全年 5 成以上，多属台风雨（表 3.1.3.2）；7、8 月最少降水量只有十几毫米（表 3.1.3.3），可谓旱象环生。

表 3.1.3.1 黄海沿岸、岛屿代表站累年逐月、年平均降水量(mm) 统计（1971—2000）

站名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
大　连	8.9	5.8	12.1	24.7	47.0	83.2	140.1	155.4	65.1	29.0	20.0	10.6	601.9
成山头	11.0	11.3	17.8	38.6	55.2	78.1	145.6	147.3	76.4	40.4	24.8	18.2	664.7
青　岛	11.3	12.1	21.4	34.6	54.9	84.0	142.1	151.1	62.7	48.2	27.9	11.8	662.1
日　照	13.5	17.8	25.2	41.4	66.4	102.1	188.8	161.7	78.0	48.4	29.9	11.3	784.5
吕　四	42.3	45.9	75.1	70.2	90.1	170.4	152.4	154.6	118.8	57.4	49.7	29.5	1056.4

表 3.1.3.2 黄海沿岸、岛屿代表站逐月最多降水量(mm) 统计（1971—2000）

站名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
大　连	37.6	29.0	64.8	83.7	133.3	243.8	388.0	375.9	276.6	60.0	112.7	60.4
成山头	51.1	59.7	72.7	118.8	182.5	260.9	384.3	383.4	260.6	105.7	69.6	83.0
青　岛	40.8	49.7	93.0	105.3	158.8	224.3	373.6	386.5	139.0	151.4	167.3	36.7
日　照	44.6	67.7	69.4	131.7	177.5	248.0	332.7	460.2	194.2	206.7	224.4	57.8
吕　四	145.3	97.2	177.2	154.1	188.7	371.1	443.6	444.4	393.2	184.1	120.4	98.1

表 3.1.3.3 黄海沿岸、岛屿代表站逐月最少降水量(mm)统计 （1971—2000）

站名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
大　连	0.0	0.0	1.1	2.9	6.6	18.9	14.0	21.4	5.2	1.5	1.8	0.0
成山头	1.5	0.0	0.0	1.6	6.5	9.9	14.7	34.4	3.1	7.3	2.3	1.0
青　岛	0.0	0.0	0.1	1.1	1.9	3.0	20.7	30.4	6.0	0.0	0.0	0.0
日　照	0.0	0.0	1.5	0.0	0.7	2.8	59.2	11.0	5.0	0.3	0.0	0.0
吕　四	3.8	11.6	28.7	22.8	35.8	28.4	22.9	6.7	10.1	0.3	0.0	0.0

表 3.1.3.4 黄海沿岸、岛屿代表站季、年平均降水日数(≥0.1mm/d；d) 统计（1971—2000）

站　名	春季	夏季	秋季	冬季	年
大　连	16.1	30.3	16.5	9.6	72.5
长　岛	15.5	27.1	17.8	15.6	76.0
成山头	19.2	31.4	19.8	16.8	87.2
青　岛	18.9	32.0	17.3	10.2	78.4
日　照	20.6	33.7	18.7	10.8	83.8
吕　四	33.3	36.5	26.0	24.0	119.8

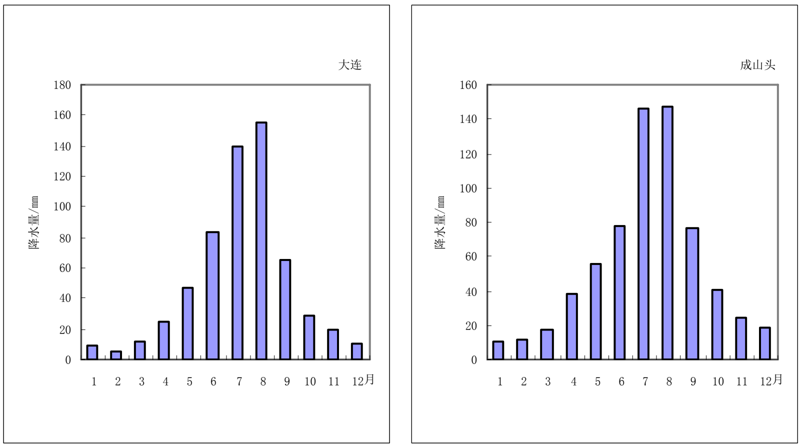


图 3.1.3.1 大连、成山头逐月降水量分布（1971—2000）

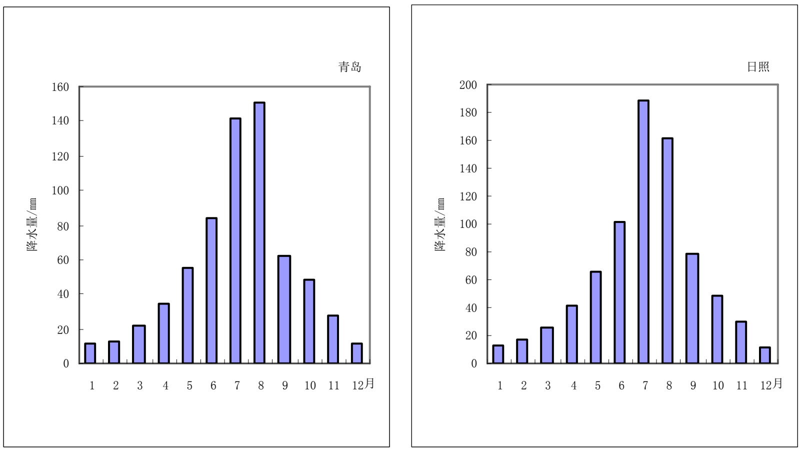


图 3.1.3.2 青岛、日照逐月降水量分布（1971—2000）

另外，有一个值得注意的现象，就是冬季渤海海峡及山东半岛北部沿海的降雨（雪）量、降水日数，比同期其他海域的要多。渤海海峡（长岛）冬季的降水日数为 15.6d，是渤海湾的（塘沽）6.7d 的两倍多；12 月的降水量，渤海海峡（长岛）为 13.5mm，塘沽的只有 4.5mm（见渤海区域海洋学，第三篇，第一章），相差悬殊。山东北部沿岸，成山头 12 月降水量为 18.2mm，比青岛偏多二分之一多（表 3.1.3.1）。11 月至次年 1 月成山头曾未出现过零降水，而山东半岛南部沿岸各站，都出现过零降水记录（表 3.1.3.3）。深秋，冬季当强冷空气进入渤、黄海时，水温高于气温，海气相互作用使得低层大气很快变性，层结不稳定，不稳定层可高达 900hPa。其上，通常存在逆温，层结稳定；水汽自海面向上输送，冷空气越进入海洋纵深，大气获得水汽越多，水汽通量越大。由于近海面风的扰动和切变，湍流加强，与不稳定层结相互作用，在边界层上部形成以层积云为主的冷流低云（图 3. 1.3.3）。冷流低云可以出现在整个黄海、东海以至于南海。当低云随强劲的北—西北风进入山东半岛北部时，地形强迫使降雪加强；同时海陆之间存在很大的温度梯度，造成沿岸附近的低层大气具有很强的斜压性。垂直上升运动加强，导致在渤海中部和山东半岛北部形成降雪，称为冷流降雪[69]。这是在冬季风气候背景下的一种局地气候现象，是海-陆-气相互作用的结果，是发生黄海的特殊的气候效应。这一现象在山东半岛东北部沿海最为突出。整个冬季都可发生，特别是 12 月，最具备冷流降雪的条件[3]。

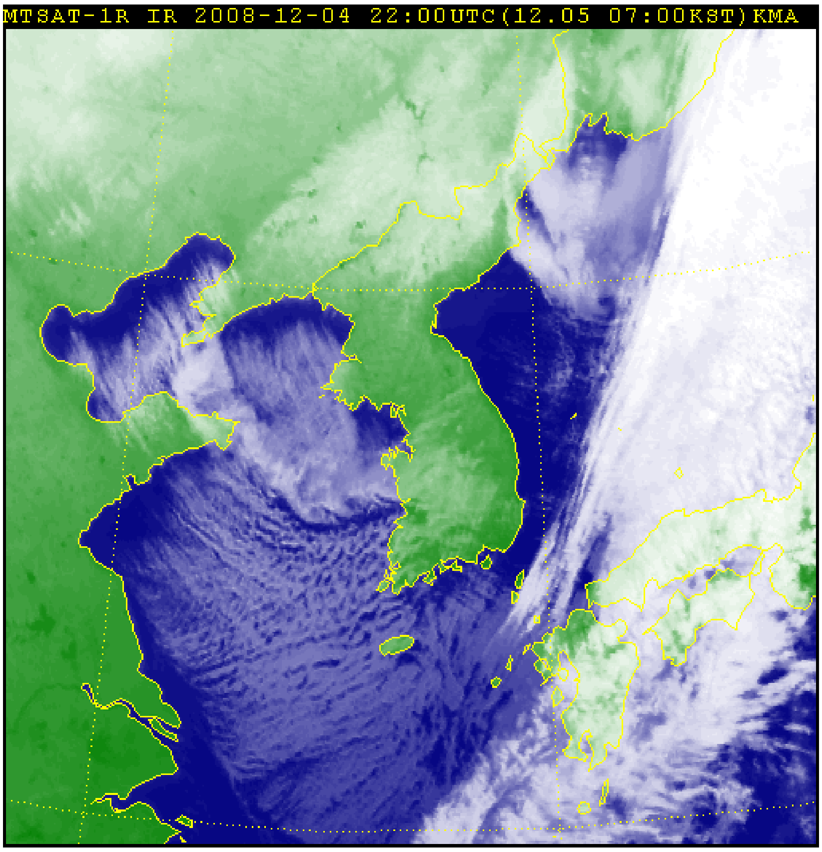


图 3.1.3.3　渤海和北黄海的冷流低云（2008.12.05.06 时）
（自 www.kma.go.kr）

第四节 主要灾害性天气系统

一、寒潮与强冷空气

入秋之后，大气环流由夏季环流向冬季环流调整。当北半球西风带环流调整成三槽三脊，即中高纬建立起三波结构，东亚大槽和西伯利亚高脊相应建立，则冬季环流建立。阿留申低压和西伯利亚高压成为稳定的大气活动中心，冷空气活动频繁，不断侵袭东亚地区，进入中国海。当冷空气的强度达到一定强度时，通常规定 24 小时局地降温 10℃，最低温度在 5℃以下称为寒潮。寒潮或冷空气一般都伴有冷锋。影响黄海的冷锋（冷空气）大体可分为三条路径：一是北路冷锋，从贝加尔湖以东南下，经蒙古、我国东北平原进入黄海；二是西北路径冷锋，经中蒙边境进入华北平原，后转向东南入海；三是西路冷锋，经新疆、河西走廊移动入海（图 3.1.4.1）。大风降温是冷锋天气的重要特征，入海后风力加大。上述第一、第二类路径在黄海多引起东北大风;第三类以西北风为主[32]，风力通常可达 6～7 级，8～9 级也不少见。大风可维持十几小时到 24 小时不等，特别强的寒潮大风可持续 2~3 天。

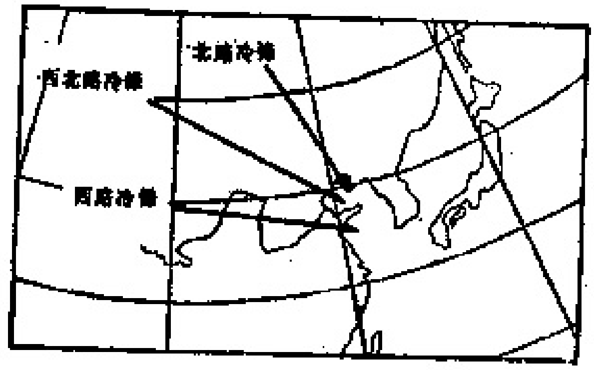


图 3.1.4.1 影响渤海的冷锋路径[32]

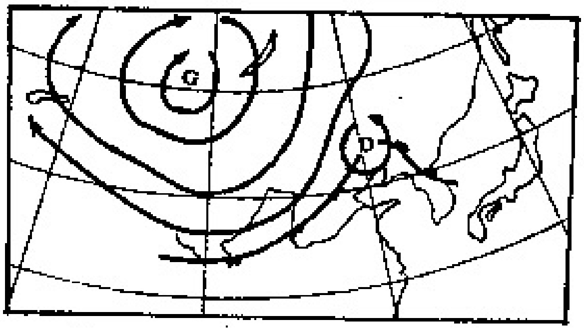


图 3.1.4.2 西北路径冷锋示意图[32]

冷高压是承载冷空气活动的系统主体，高压系统前锋就是冷锋；若冷高压前伴有气旋，温带气旋和冷高压的前沿形成很强的气压梯度。在气旋波的引导下，冷空气一旦爆发，其势力更强，风速更大，图 3.1. 4. 2 是西北路经冷空气（冷锋）与东北低压（气旋）结合的示意图。类似的冷空气和温带气旋相结合，在海上可以产生 8 级甚至 9 级以上大风，尤其在渤海和北黄海。西北路径冷空气在冬半年占的比例较大，以东北风为主，占黄海大风的 6 成以上，持续时间也比较长，常超过 24 小时。冷锋的不同路经是按冷高压中心从源地到达渤、黄海的轨迹划分的，路径不同，表明冷空气的主体行程的差异。但就系统的配置而言，基本上相似，即冷高压与冷锋相辅相成，冷锋或伴有气旋，或单独存在，高压中心位置有别而已。冷高压的中心气压往往可标志冷空气的强度，强冷高压的中心气压常超过 1050hPa。冷高压的不同路径，引起黄海的主风向也不相同，或 NE 风，或 NW 风。秋、冬季节，当冷空气进入黄海，因海面温度高于气温，尤其强冷空气的进入使得海气温差增大，低层冷空气变性迅速，层结不稳定，甚或产生对流，在海面上风速加大，并产生低云，即所谓冷流低云，同时伴有冷流降雪，这是黄海寒潮天气的一个很重要特点，尤其是 11 月到翌年 1 月[3]。

二、热带气旋

热带气旋指发生在热带地区急速旋转的低压涡旋。热带气旋是夏、秋季影响黄海、渤海及沿海地区的重要天气系统之一，常引起大风、暴雨、风暴潮等灾害。影响黄海的热带气旋，多数发生在西北太平洋、菲律宾以东洋面上。热带气旋生成后进一步发展，中心气压降低，风力加大，达到一定标准称为台风。台风按低压中心附近的最大风速分类，可分为六个等级，详见表 3.1. 4. 1。台风北上若加强为强台风，若减弱便成热带气旋，情况多变。当其继续北上则进入东海、南黄海，然后进入北黄海，或穿越山东半岛进入渤海。当然也有并非直接进入黄海的，

但仍对黄海产生严重影响的热带气旋。

表 3.1.4.1　热带气旋的分类

名　　称	近 中 心 最 大风力（风速）
热 带 低 压 (Tropical depression,TD)	6～7 级 （10.8m/s≤Vmax≤17.1m/s）
热 带 风 暴 (Tropical storm, TS)	8～9 级 （17.2m/s≤Vmax≤24.4m/s）
强 热 带 风 暴 (Severe tropical storm, STS)	10～11 级 （24.5m/s≤Vmax≤32.6m/s）
台 风 （Typhoon, TY）	风力 12～13 级 （32.7m/s≤Vmax≤41.4m/s）
强台风 (Severe Typhoon, STY)	风力 14～15 级 （41.5m/s≤Vmax≤50.9m/s）
超强台风 (Super Typhoon , Super TY)	风力 16 级或以上 （51.0m/s≤Vmax）

进入 30°N 以北的热带气旋，主要发生在 7~9 月，占全年的 9 成以上。其中 8 月最多，其次是 7 月、9 月，平均每年约有 2 个。根据 1884—1994 年间进入 30°N 以北、115°~130°E 范围内的热带气旋路径统计，结果如图 3.1. 4. 3 所示。表明热带气旋在西北太平洋生成后向西北行，进入东海，或继续北行穿越黄海，经山东半岛进入渤海；或从半岛南部转向进入北黄海；或从黄海中部转向东北穿越朝鲜半岛进入日本海；或从黄海南部东北行，从对马海峡进入日本海。热带气旋的移动路径，大体可分为向西直行或转向东北呈抛物线型等，但每一个具体热带气旋的路径往往多变，甚至带有相当的随机性。1949—1994 年间，进入黄海的热带气旋，包括，中心离山东半岛 300~400km 的，影响山东半岛的热带气旋共 85 个。其中 8 月最多，占 47%。就强度而言，共有 81 个达到热带气旋的标准，每年平均 1.4 个；达到台风标准的只有 6 个。可见台风在北上到达黄渤海时，多数已减弱成热带气旋了。

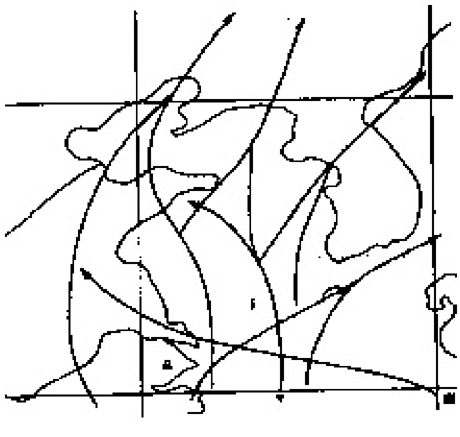


图 3.1.4.3 进入渤、黄海的热带气旋路径（1884—1994）[52]

热带气旋进入中纬度后，其移动路径受副热带、西风带和热带环流系统制约，路径多变，难以把握，这也是当前台风预报中的难点所在。热带气旋继续北上，其风场已经不再象在初期阶段那样，基本呈对称风场，而是变得不对称。在西风

带系统的阻挡下，往往呈椭圆形风场，尤其进入黄、渤海时更是这样。热带气旋进入黄海后，局地 SST 对其移动路径有一定的影响，其移动趋向于 SST 的正距平[44]。

产生在热带西太平洋并进入中国海、登陆我国的的热带气旋，年与年之间有显著的差异。比如说上世纪 50、60 年代和 80 年代偏多，90 年代偏少，特别 90 年代中后期，明显偏少[17]。当然这也会影响进入或影响黄、渤海的热带气旋个数，但历史上直接进入渤海的热带气旋个例不多，因而在这个海区很难印证同样的结论。

进入黄海的热带气旋，除了大风、暴雨以外，通常会引起沿岸风暴增水。图 3.1. 4. 4 是 1960—2006 年进入黄海并在山东半岛引起 50cm 增水的热带气旋路径。这些热带气旋有的正面袭击苏北或山东半岛，有的离山东半岛 300~400km。

近百年来，青岛观象台的统计显示，进入长江口以北并正面袭击青岛最强的台风，是 1939 年 8 月 30～31 日的台风。8 月 30 日晨，台风中心位于上海以东约 100km 海面上，中心气压为 920～930hPa；8 月 31 日台风在青岛以南约 30km 附近登陆，青岛观象台记录到的最低气压为 959.9hPa。由此可见，台风在北上和登陆过程中，填塞十分强烈。

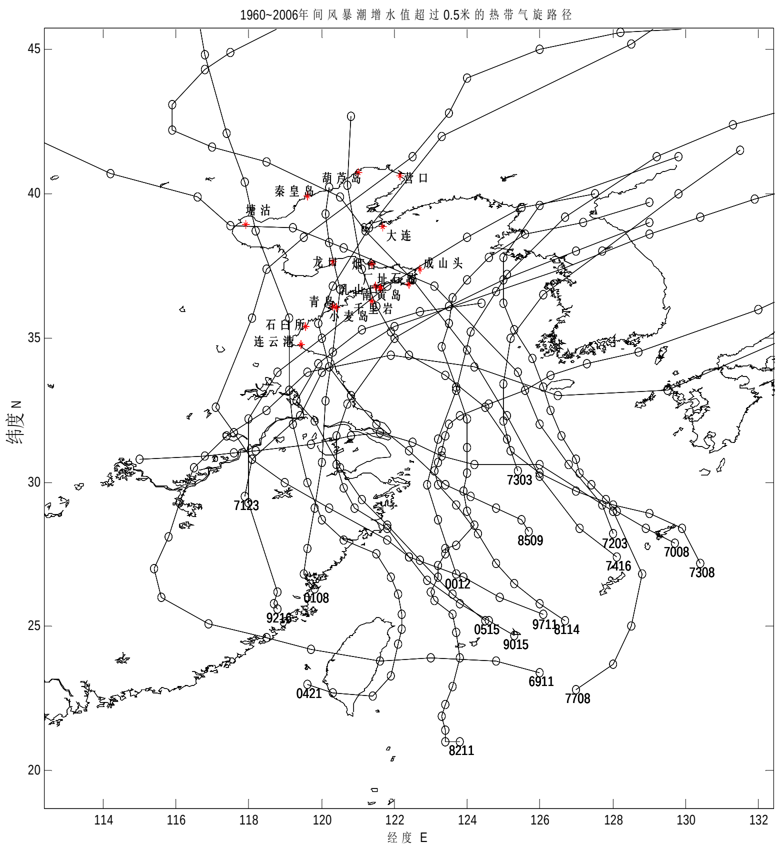


图 3.1.4.4　进入黄海并在山东半岛沿岸引起风暴增水的热带气旋路径 (1960—2006)

（注：王秀芹私人通信）

三、温带气旋

温带气旋是发生在中纬地区，具有斜压结构，带有冷暖锋的低压系统。我国东部及沿海地区及其相毗邻的西北太平洋，是温带气旋多发区域，一年四季都有发生，但以冬半年较多。125° N 以东的海区，温带气旋以 3~5 月和 10~12 月居多，夏季较少。在发生区域，陆上及沿海的比远海发生的机会多近一倍[58]。

温带气旋是影响黄海的重要天气系统，大风和暴雨是其主要的天气特征。影响黄海的温带气旋，主要是黄河气旋、江淮气旋；其次是蒙古气旋（低压）和渤海气旋。一般发生在黄河流域的称为黄河气旋。发生在江淮流域的称为江淮气旋，江淮气旋有时发生在东海北部。蒙古气旋多发生在蒙古一带而得名，一年四季皆有，但以春、秋两季多见。蒙古气旋生成后向东或东北方向移动，大致分北、中、南三条路径，最终都移入阿留申低压，结束一个生命周期。东北低压绝大多数是从外地移来的，原地形成的不多，在原地形成且得到发展的更少。东北低压是我国气旋中发展最强的一种。发展成熟时，水平范围很广，直径可达 1000-2000 km；强度很大，中心气压一般约为 990hPa，个别的可低至 965 hPa，其闭合环流能伸展到 500 hPa 以上。东北低压对黄海北部影响较大，蒙古气旋在向东（北）移动期间往往得以发展，尤其进入东北平原，发展较快。蒙古气旋和东北低压，其冷锋接近或进入黄海时会产生偏南大风，冷锋过后则产生偏北大风。

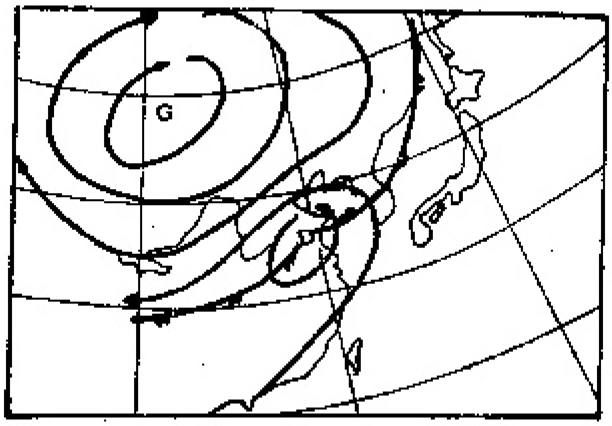


图 3.1.4.5 黄河气旋与冷高压结合的模式[32]

黄河气旋主要发生在河套以东、渤海以西，一年四季都有，但以夏季居多。黄河气旋生成后，向东北方向移动，进入渤海或北黄海后，往往得以发展。特别是它与冷空气结合，大气斜压性加强，气旋波得以迅速发展（图 3.1. 4. 5）。黄河气旋在海上引起大风、并伴有大雨或暴雨。强烈发展的气旋移速一般 30~50km/h，春季移动较快，夏季的较慢。缓和气旋进入渤、黄海后，秋季有 4 成得到发展，其他季节约 2~3 成不等（表 3.1. 4. 2）。这与秋季海气间的热力对比有关，尤其取决与海面的热力条件。秋季海温高于气温，有利于海洋向大气输送大量感热和潜热，为气旋发展，提供较其他季节更为充分的热力条件和水汽条件。

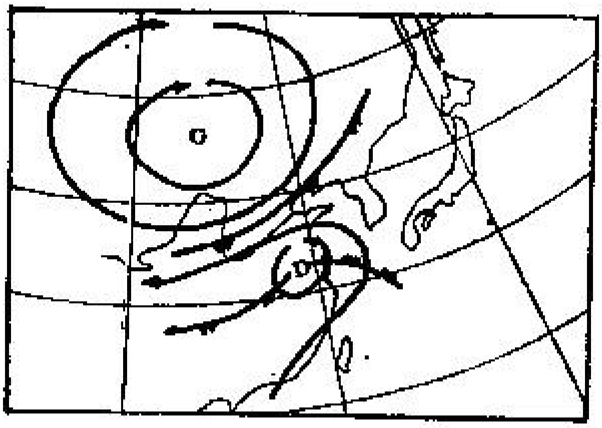


图 3.1. 4. 6 江淮气旋与冷高压结合的模式[32]

表 3.1. 4. 2 黄河气旋、江淮气旋发生、发展频数统计（1949~1978）[32]

类别	季/月	春季			夏季			秋季			冬季		
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2
黄河气旋	气旋频数	26	25	30	40	64	46	27	17	22	23	32	29
	发展次数	6	9	5	14	13	18	13	7	7	5	6	8
	发展机率	24.7			29.6			40.9			22.6		
	强气旋数	1	1	—	3	—	2	5	2	3	1	3	5
江淮气旋	气旋频数	107	124	144	134	93	42	67	52	59	71	55	71
	发展次数	37	46	42	49	37	11	15	10	11	11	17	22
	发展机率	33.3			36.1			20.3			25.4		
	强气旋数	19	10	6	7	5	1	7	2	4	8	9	9

江淮气旋多发生在长江中、下游及淮河流域。一年四季都有出现，但以春、夏季较多，尤其在 6~7 月，江淮流域梅雨期更甚。梅雨锋系上产生扰动，气旋波生成后发展迅速，移动也快。江淮气旋如与冷空气结合，将得以迅速地发展（图 3.1. 4. 6）。当江淮气旋向东或东北方向移动时会影响黄海。江淮气旋生成后东移入海，其中春、夏季有 36%左右的机会得以发展，秋、冬季只有 2 成得以发展（表 3.1. 4. 2）。这与各季海洋-大气间的相互作用的过程有关。

黄河气旋和江淮气旋在陆上生成后移入海上，通常因海洋提供良好的热力条件和水汽条件得以发展。海上最易发展的区域，是北黄海的高温区和南黄海济州岛以西海域（图 3.1. 4. 7），这里受对马暖流影响，热力条件是最佳的。

温带气旋是黄海周边地区产生风暴潮的重要天气系统，其大风和中心低压将造成增水现象；同时也使海面流场、温度场发生改变，直接影响海洋的热力和动力状态。

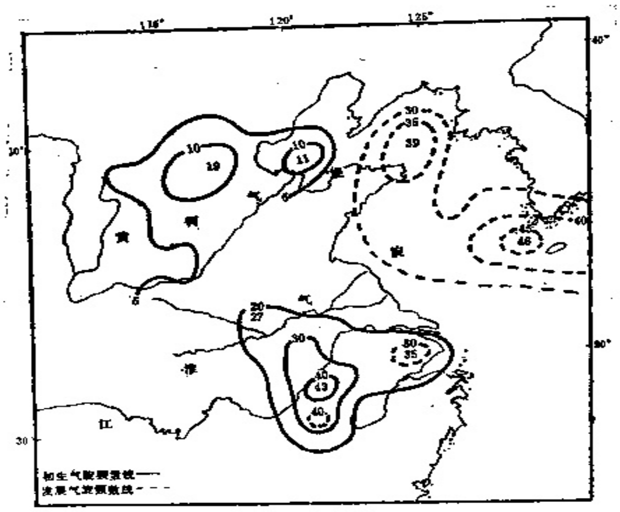


图 3.1. 4. 7 黄河气旋和江淮发生发展频数分布（1949—1987）[32]

四、海雾

广义而言，凡在海洋上观测到的雾均可称为海雾。海雾有在海上发生的，也有从陆上移到海上或伴随天气系统进入海上的。在海面产生的雾主要是平流雾。平流雾又分为平流冷却雾和平流蒸发雾两种：当暖湿空气流经冷海面，因空气冷却达到凝结形成的雾，称平流冷却雾；当干冷空气流入暖海面，因水汽急剧蒸发空气达到饱和而形成的雾称平流蒸发雾。此外，还有在岛屿周围产生的岛屿雾等。这几种雾是在海洋特有的条件下产生的，也可狭义地叫做海雾。随天气系统进入海上、最典型的属锋面雾，它随系统移动而移动，当到达海面时，或加强或减弱，显示出海洋的影响。沿海附近形成的辐射雾，在适当的条件下，尤其当离岸风出现且层结条件适合，会进入海上，这种雾只出现在沿海一带。有时沿海一带陆上和海上的空气都不饱和，但当二者发生混合时达到饱和，称之为混合雾。混合雾也多在沿岸一带形成，但其范围要比辐射雾进入海上的范围大得多。

（一）海雾的季节变化

黄海是中国近海多雾的海域。一年四季皆可出现，尤其沿海一带更是如此；但持续稳定的雾季为 4~7 月。该雾季的划分标准是：沿海主要测站月平均雾日数在 5 天以上，年变率小于 50% [55]。按照这个标准确定的雾季，基本上反映了海雾自南而北的季节变化特征。成山头年均雾日为 83.0d，最长连续雾日长达 27d，因而有“雾窟”之称。成山头 4~7 月雾日为 60.5d，占全年的 72.9%。大连年雾日为 39.1d，4~7 月的雾日为 26.7d，占全年的 68.3%。青岛年雾日数为 51.5d，4~7 月的为 34.6d，占全年的 67.2%。日照雾日较少，但也主要发生在 4~7 月（表 3.1.4.3）。显然，黄海海雾主要发生在春末、夏初，盛夏 8 月已很少，即使有雾，也是零星而不连续，持续时间短暂。整个夏季（6~8 月），大连、成山头和青岛的雾日数占全年的比例在 4~6 成之间（表 3.1.4.4），青岛只有 4 成，成山头的为 6 成。8 月成山头雾日为 11.4d，在全海区显著偏多，但范围不大；具有显著的地方特征，这与成山头海域的冷水有关。

海上的平流雾在一天中任何时候都可以发生或消散，几乎没有明显的日变化。不仅沿岸，即使在岛屿站，如青岛外海的朝连岛，长江口外的佘山，也是如此[55]。

表 3.1.4.3 黄海沿岸、岛屿代表站累年逐月雾日数（d）统计（1971—2000）

站名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
大　连	1.1	2.0	2.6	4.3	5.7	7.2	9.5	2.8	0.5	0.7	1.4	1.3
长　岛	0.6	1.3	1.5	2.3	3.0	3.6	4.3	1.6	0.1	0.1	0.2	0.6
成山头	0.7	2.3	5.6	8.6	12.4	16.5	23.0	11.4	1.0	0.3	0.3	0.9
青　岛	2.7	2.7	3.7	6.0	8.1	10.0	10.5	2.0	0.5	0.7	1.9	2.7
日　照	0.8	1.2	2.4	3.8	5.5	5.3	3.8	0.5	0.3	0.4	1.1	1.4
吕　四	3.2	2.2	3.6	5.0	4.8	3.9	2.4	1.9	1.4	3.3	3.0	4.4

表 3.1.4.4　黄海沿岸、岛屿代表站累年各季、年平均雾日数(d)统计　（1971—2000）

站名	春季	夏季	秋季	冬季	年
大　连	12.6	19.5	2.6	4.4	39.1
长　岛	6.8	9.5	0.4	2.5	19.2
成山头	26.6	50.9	1.6	3.9	83.0
青　岛	17.8	22.5	3.1	8.1	51.5
日　照	11.7	9.6	1.8	3.4	26.5
吕　四	13.4	8.2	7.7	9.8	39.1

（二）海雾的分布与年际变化

就沿岸而言，黄海西岸从青岛至成山头，北岸从大鹿岛到大连，东岸从鸭绿江口、江华湾到济州岛附近沿岸一带为多雾区。

海上雾的生成、维持及消散，是边界层内很复杂的一种天气现象，既受天气系统的影响，也有局地影响。系统性的雾，在空间的分布往往成片，范围也比较大，其维持与天气系统有着密切关系。而局地的雾，往往是零散的，范围较小，维持时间也短。图 3.1.4.8 是根据卫星云图鉴别并统计得到的 4~7 月渤、黄海海雾的相对分布，主要结果反映了系统性、范围较大的海雾；对分散的、零星的雾难以包括在内。其次雾层上有云的过程也被摈弃了[8]，所以这幅相对分布图，较好地反映了黄、渤海较典型的平流冷却雾的分布，如图所示。整个黄海雾季，从南向北，雾的出现率逐渐增加。在山东半岛南部沿海最大，高达 45%；从成山头到江华湾的出现率为 40%；再向南逐渐减少。总体而言，黄海中、北部海雾的出现率较高。6 月、7 月是雾季，海雾偏多的时段，其分布形式与图 3.1.4.8 相似。

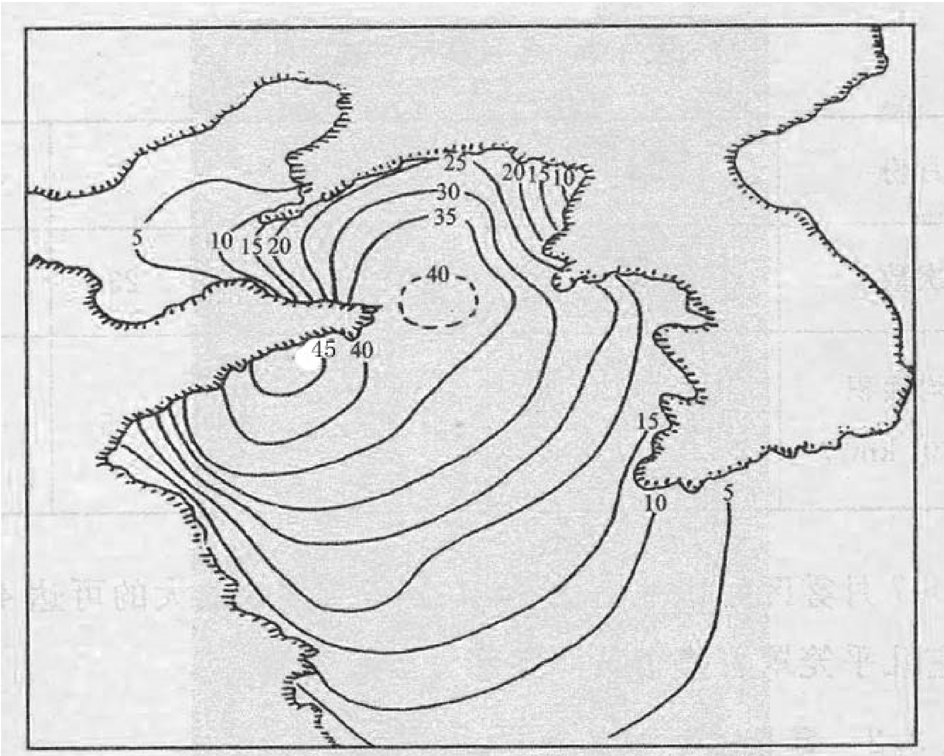


图 3.1.4.8　黄、渤海 4~7 月海雾频率（%）分布[8]

黄海海雾存在着显著的年际变化，年际间雾日数差异很大。比如大连，年最多雾日高达 65d，最少只有 18d；成山头的分别为 119d，62d；青岛的分别为 79d，33d；长岛的分别为 35d，9d。显然，海雾的年际变化是十分明显的，这种显著的年际变化，主要是大气环流的变化引起来的。大气环流在很大程度上决定了天气系统，而天气系统是产生海雾的基本条件。海雾的年际变化具有明显的季风性质：在多雾年份，热带季风活跃，充沛的水汽从低纬地区输运到黄海，在黄海特有的海洋条件下产生雾，即多雾年份的水汽并非黄海当地提供的。少雾年份则相反，季风较弱，来自低纬的水汽供应不足。这表明海雾的年际变化与季风的年际变化有关[56、12]。研究海雾生成的轨迹表明，在黄海，除来自东南和西南两个象限的气流之外，来自东北和西北象限的气流也可成雾，尤其在 4、5 月。任何成雾的天气过程，在黄海的低层都存在辐散结构，这是海雾生成和维持的重要的天气学依据 1)。当然，海雾是大气边界层的一种多相态的凝结现象，具有海气相互作用的典型特征。海洋的影响是不可忽视的，但是在这个过程中，大气条件是主要的，是决定性的。

表 3.1.4.5 黄海沿岸、岛屿代表站累年逐月、年雾最多日数（d）统计（1971—2000）

大　连	5	10	6	13	14	15	16	8	4	5	5	4	65
长　岛	2	7	5	8	7	8	12	6	1	3	2	3	35
成山头	3	6	12	23	20	24	29	24	7	3	2	3	119
青　岛	10	6	9	17	16	16	19	8	2	4	7	9	79
日　照	3	4	7	13	11	13	9	3	2	2	5	4	53
吕　四	9	9	9	10	12	10	6	5	4	11	11	10	64

1) 黄　健，海雾的天气气候学与边界层观测研究。博士论文，中国海洋大学，2008。

表 3.1.4.6 黄海沿岸、岛屿代表站累年逐月、年雾最少日数（d）统计（1971—2000）

项目 站名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
大　连	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	18
长　岛	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9
成山头	0	0	0	5	1	8	14	4	0	0	0	0	62
青　岛	0	0	0	1	1	3	3	0	0	0	0	0	33
日　照	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	0	12
吕　四	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	18

第二章　海区的环流*

黄海平均水深仅 44m，是一个较典型的半封闭陆架浅海。黄海地形的突出特点是，中央偏东有一水深为 70~100m 的狭长深槽，即“黄海海槽”。该海槽从海区的东南大致沿 124°30′ E 经线向北伸展；向南可一直通至东海的冲绳槽的北端。黄海海槽的西侧宽缓平坦，东侧比较陡窄。黄海地处温带，又在东亚季风气候区域内。独特的地形和它所处的特殊地理环境，使该海域的环流复杂多变，且具有明显的季节特征。

早在二十世纪 30 年代初，宇田道隆[98]基于水文观测和漂流瓶运移轨迹，首次给出了整个黄海的环流模式图。认为，黄海环流基本上是由向北输运高温高盐水的黄海暖流及沿其两侧向南运移的东、西两支沿岸流组成（图 3.2.0.1）。

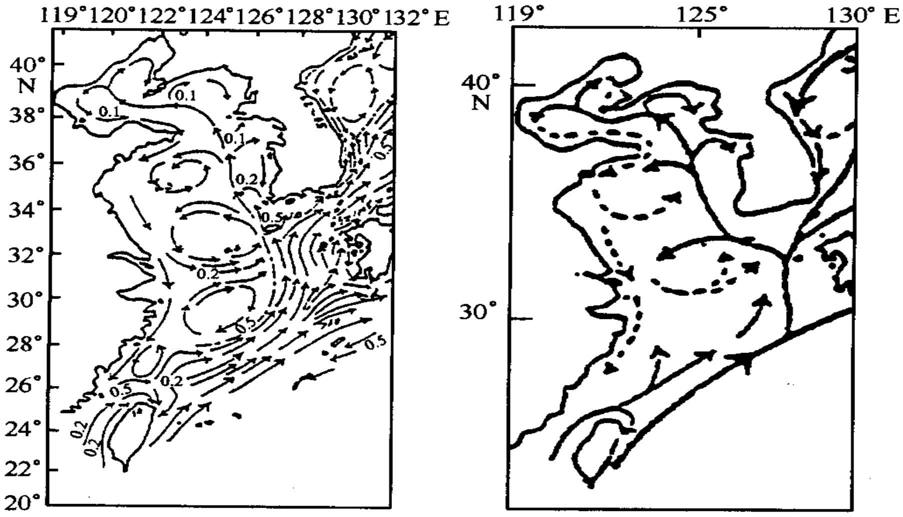


图 3.2.0.1　渤海、黄海、东海的海流与环流示意图[98]

二十世纪 60 年代，管秉贤等 1)根据“全国海洋综合调查”所获观测数据，更具体地分析了黄海环流的结构。尤其是对黄海暖流及其西侧的黄海沿岸流作了更细致的分析和描述。随后，管秉贤[87]又给出了中国近海环流模式图（图 3.2.0.2）。与图 3.2.0.1 相比,最大的不同点是，冬、夏两季黄海环流的结构存在明显的差异。至今，人们对黄海环流基本结构的认识比较一致：在冬半年（12

*编写人：汤毓祥

1）管秉贤，陈上及。中国近海海流系统，全国海洋综合调查报告，第五册，第六章，国家科委海洋组办公室出版，1964

月~翌年 4 月)，黄海环流主要是由来自外海的黄海暖流及其余脉与东、西两侧的沿岸流组成；而夏半年(5 月~11 月)，则主要存在着因黄海冷水团密度环流出现，而形成的近乎封闭的循环（图 3.2.0.2)。

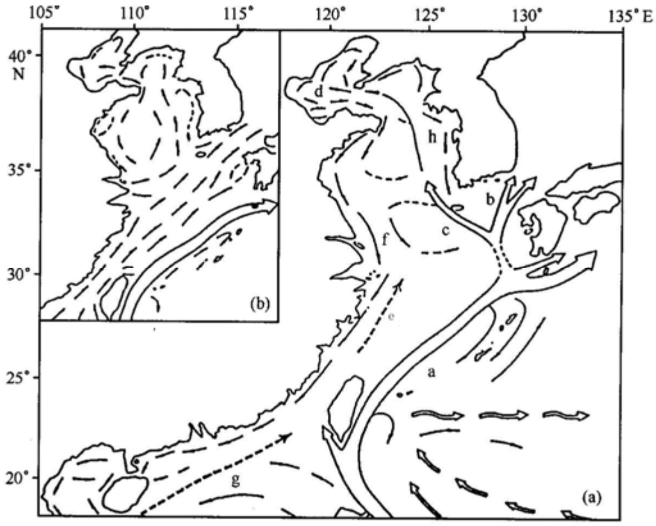


图 3.2.0.2 中国近海冬季(a)、夏季(b)海流流系分布模式[87]

图中：a～黑潮，b～对马暖流，c～黄海暖流，d～渤海环流，e～台湾暖流

f～中国沿岸流，g～南海暖流，h～西朝鲜半岛沿岸流

第一节 沿岸流系

作为黄海环流主要组成部分的沿岸流，主要有西黄海沿岸流、西朝鲜沿岸流和辽南沿岸流。所有这些沿岸流都具有低盐（冷半年为低温）的特点。

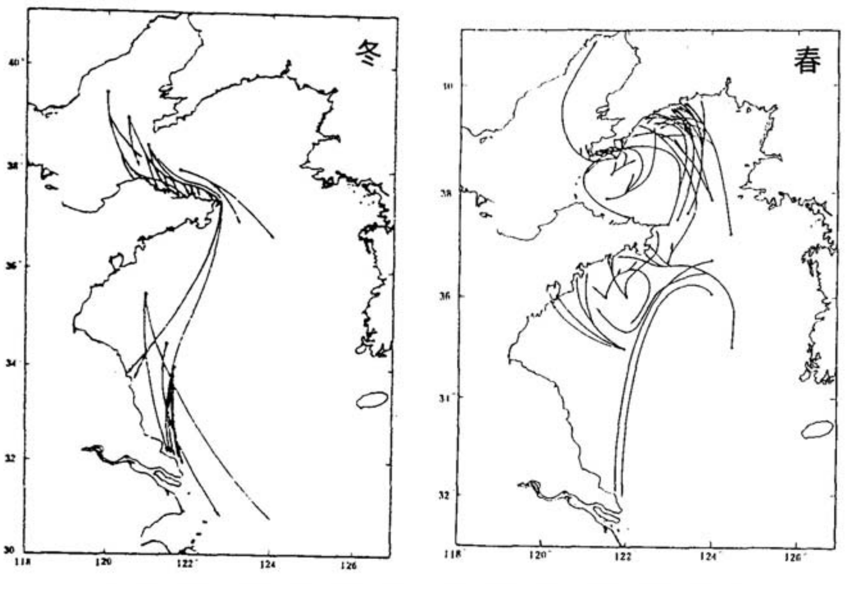
一、 辽南沿岸流

辽南沿岸流系指北黄海辽东半岛南岸自鸭绿江口向西南的海流，其流速和流幅均有明显的季节变化。夏季，流速大，流幅窄；冬季，流速小，流幅宽；春、秋季自东北向西南的流动不甚明显。这种变化与鸭绿江的径流量和黄海北岸风的季节变化相一致。鸭绿江径流量是夏大、冬小，冬季的流量尚不足夏季的一半，且径流量主集中在 7~9 月。因此，夏季鸭绿江的径流量对辽南沿岸流的影响非常明显。当辽南沿岸流强盛时，它可以经渤海海峡流入渤海。此外，辽南沿岸流在流动途中，由于地形的影响，流速逐渐增大，致使里长山列岛东、西两侧流速出

现明显的差异，东侧流速小于西侧的流速。在长山列岛东侧，不论是偏北风较强的冬季（12 月），还是鸭绿江径流量较大的夏季（7 月），表层至 10 m 层的流速一般小于 15 cm/s；而在长山列岛西侧，流速增大，如旅大沿岸，7 月的余流流速可达 40 cm/s 以上。

二、 西黄海沿岸流

西黄海沿岸流（有人称黄海沿岸流），上接渤海沿岸流，沿山东半岛北岸东流，在成山头附近转向南或西南流动；绕过成山角后，大致沿海州湾外 40～50 m 等深线南下，在 33°N～32°N 间流向东南,前锋可达 30°N 附近。这一途径，根据现有资料来看，是终年不变的。这是黄海沿岸流不同于东、南海沿岸流的第一个特点。东、南海沿岸流的流向，随着季风变换方向。1975～1980 年间，中国科学院海洋研究所投放的漂流瓶和漂流卡资料，较清晰地展示了黄海西侧沿岸流的这一流径[102]。同时，漂移物的运移路径图还显示出，在青岛以东近海，春、夏季皆存在一个反气旋的海水运动（图 3.2.1.1）。



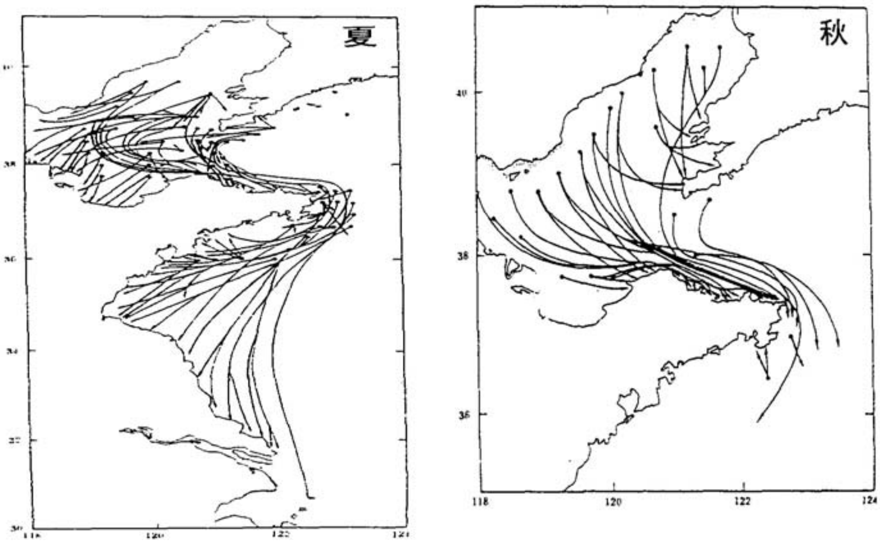


图 3.2.1.1 四季漂移物的运移路径图[102]

西黄海沿岸流不同于东、南海沿岸流的另一重要特征是，它的形成机理有着明显的季节差异。冬季，西黄海沿岸流主要是由盐差产生的，而夏季，该沿岸流主要是作为黄海冷水团密度环流的一个组成部分而出现的。显然，温差在夏季西黄海沿岸流的形成中起了决定性作用。

尽管西黄海沿岸流的路径基本上保持终年不变，但其流幅和流速有着较明显的地区差异。观测表明，在渤海海峡南部、成山头附近和大沙渔场，沿岸流流幅较窄，流速较大，最大流速可达到 30～40 cm/s；而在山东半岛北岸和成山头以南，流幅较宽，流速较小，最大流速不超过 20 cm/s。

此外，西黄海沿岸流在成山头附近海域，流速较强且多变。冬季，成山头附近耳状区域的底部，有时会出现逆风流。在成山头以北，沿山东半岛北岸，冬季有时还会出现一个与东向沿岸流相反的从表至底的西向流。上述冬季特有的现象与偏北风影响密切相关：偏北风迫使西黄海沿岸流贴近海岸运行，从而加强了沿岸流和海岸间侧向摩擦，结果形成一种小的反气旋型涡旋，导致沿岸出现西向流。

三、　东黄海沿岸流

在宇田的黄海环流模式图上，就清晰地标明了东黄海沿岸流（有人称西朝鲜沿岸流）的存在。尔后，一些调查和数值研究都重现了这支沿岸流。但是，长期以来我国的海洋调查工作多偏重于 124°E 以西海域，对西朝鲜沿岸流的实况了解甚少。上世纪 80 年代以后，通过大型的国际合作项目，在实施温度、盐度观测的同时，注意加强了黄海全域的海流观测，从而对西朝鲜沿岸流有了进一步的认

识。图 3.2.1.2 上半部分，展示了 1980 年冷半年在朝鲜半岛西侧海域实施的部分浮标测流结果[24]，有关测流浮标位置和观测时间等信息列于表 3.2.1.1。这些浮标连续测流时间皆在 1 个月以上。其中，测站 E_2 的余流，不论是在 20 m 或 45 m 层，其流向多指向南，但流速很弱，大多小于 3 cm/s。H_3 站与 E_2 站相距约 85 海里，其 20 m 和 45 m 层的余流在长达 40 d 的时间内，流向更是明显地指向南，流速多在 5 cm/s 左右，比 E_2 站的有所增强。测站 MJ 处在济州岛北侧东西向强锋区的边缘，在长达两个多月的时间里，流向或是东北偏东，或是东南偏东，显示出一种东向的运动。该站的余流流速比北面测站的明显增大，一般在 10 cm/s 左右。上述测流结果表明，冬季至初春期间，在黄海东侧朝鲜半岛沿岸，确实存在一支向南的沿岸流。它大致沿朝鲜半岛西侧约 40～50 m 等深线附近海域南下，运移至 34°N 附近海域后，通常沿海洋锋的北缘向东或东南进入济州海峡，其流速从北向南递增。夏季，在朝鲜半岛西南侧近海的 H_4 站，在长达 50 余天的连续观测期间，其流向几乎全都指向北（见图 3.2.1.2 最下方），平均流速达 22cm/s，明显大于冬季至初春期间各测站的流速。显示出夏季西朝鲜沿岸流是指向北。这与终年皆向南运移的黄海西侧沿岸流明显的不同。

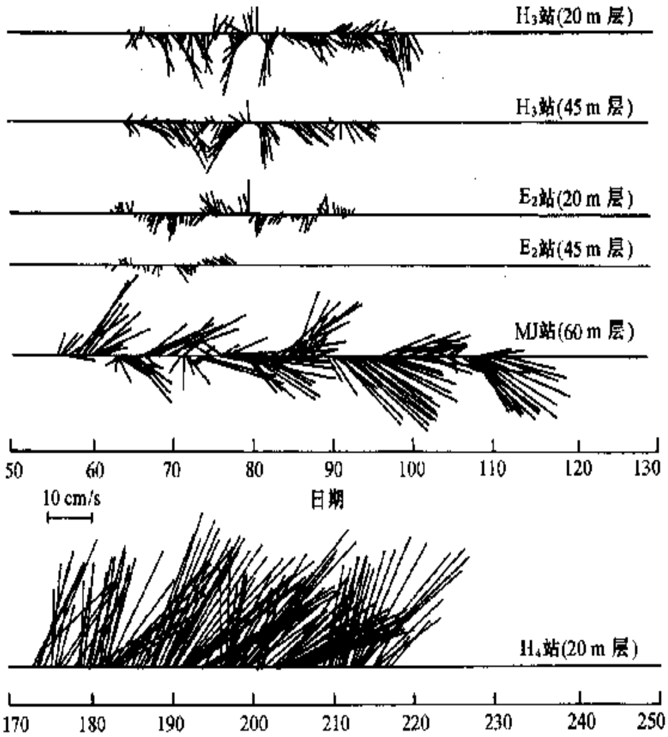


图 3.2.1.2 韩国西海岸浮标站的余流矢量[92]

横坐标日期为 1 月 1 日起标日期

表 3.2.1.1 有关朝鲜半岛西侧海域测流浮标的信息

站名	所在海域	站位	观测时间
H_3站	朝鲜半岛西南侧近海	125°30′E、34°35′N	3 月 5 日~4 月 11 日
E_2站	朝鲜半岛西侧近岸区	125°30′E、36°00′N	3 月 3 日~4 月 4 日
MJ	济州岛北侧	125°30′E、34°09′N	2 月 24 日~4 月 23 日
H_4站	朝鲜半岛西南侧近海	125°15′E、34°35′N	6 月 22 日~8 月 7 日

第二节“外海”流系

冬半年的黄海，从表层至底层，总存在着一支相对较高温度和较高盐度的海水，从济州岛西南海域呈舌状伸入黄海。这支由南向北输运高盐暖水的流动，即为传统所称的黄海暖流。亦是黄海唯一的一支输运外海高盐暖水的流动。因此，它对黄海的环流体系、水团分布、水交换以及整个黄海海洋环境皆起着至关重要的作用。

尽管对黄海暖流的调查研究已有近 80 年的历史，但对黄海暖流的认识在较长一段时间内，进展不甚明显。近 20 多年来，随着调查资料的不断积累，特别是直接测流数据的增加，以及具有高分辨率的数值模拟方法的广泛应用，使之有关黄海暖流的一些传统认识不断受到质疑，对黄海环流的一些传统认识亦发生了明显变化。

一、黄海暖流的起源

至今，关于黄海暖流的起源已提出了几种不同的看法。

早期日本宇田道隆（1934）[98]给出的黄海环流基本模式图中首次指出：黄海暖流是从对马暖流中分离出来的（图 3.2.0.1）。管秉贤等根据“全国海洋综合调查”所获观测数据，结合有关历资料，更具体地指出：黄海暖流是在济州岛西南从对马暖流中分离出来的。尔后，一些学者依据一些温、盐度和流的观测亦认同这一观点[15、24]。还有些学者是基于数值模拟的结果支持该看法[83、96]。直至近期，仍有不少学者持此观点，认为黄海暖流是从对马暖流中分离出来的[25]。该

观点仍是一种主流认识。

第二种观点认为，黄海暖流水主要来源于台湾暖流。Beardsley 等给出的环流图示中表明[81]，黄海暖流来源于台湾暖流。尔后，方越的数值模拟结果支持了这一观点，并更加具体指出[85]：黄海暖流是台湾—对马暖流的分支，它最初起源于台湾暖流的内侧分支。

第三种观点是，采用 T-S 图解和等密度分析相结合的方法，分析冬季黄海暖流水的来源。认为：冬季黄海暖流水主要是对马暖流水和东海混合水通过侧向混合而形成的，但黄海混合水和朝鲜西岸沿岸水也不同程度地参与了混合[15、16]。近期，根据中韩黄海水循环动力学合作调查所获温盐数据和测流资料，特别是卫星跟踪测流试验结果[35、36、37]指出：黄海暖流并不是从对马暖流中直接分离出来的。冬至初春，在济州岛及其临近海域主要存在两种水团：一种是高温、高盐的对马暖流水，其盐度一般大于 34.5；另一种是具有较低温、盐度的陆架水，其盐度一般小于 33.0。这两种不同性质的海水在济州岛南侧及其邻近水域交汇，形成一种较强的南北向温、盐锋区。黄海暖流水主要是从该锋区中衍生出来的，而不是从对马暖流中直接分离出来的。1991~1996 年，为配合全球海洋环流试验（即 WOCE)，韩国海洋研究所在东海东北部投放了 58 个卫星跟踪表层测流浮标。如此多的漂流浮标，竟无一个从济州岛南侧海域分离进入济州岛西部海区，更不用说进入黄海了（图 3.2.2.1a、b）。测流结果清晰表明，对马暖流并未在济州岛西南海域派生出一个分支进入黄海。

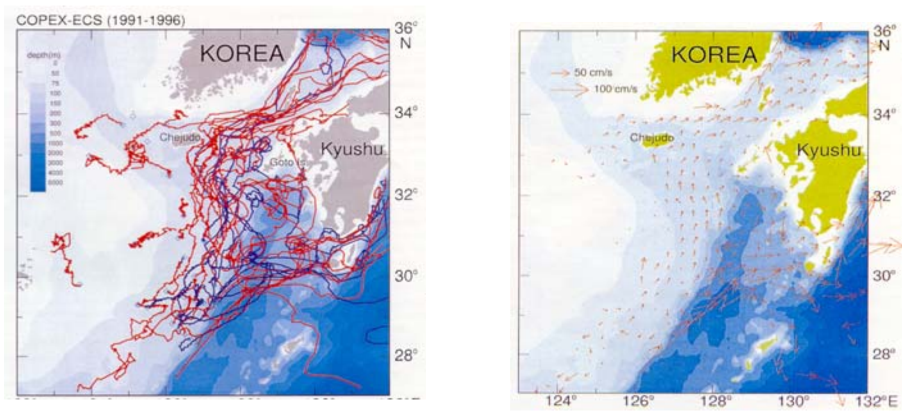


图 3.2.2.1 1991~1996 年卫星跟踪漂流浮标漂移轨迹（a）和由此导出的表层流场矢量图（b）

二、 关于黄海暖流的性质和路径

早在二十世纪 60 年代初，管秉贤等 1) 基于全国海洋普查资料的分析指出：黄海暖流及其余脉自对马暖流分出后，在黄海内大体是沿着高盐水舌轴线方向流动，而不是沿着高盐水舌边缘流动的。据此判断，把南黄海中部盐度大于 32.0 这一水舌等盐线定为“黄海暖流”，并把黄海暖流向北延伸到北黄海和伸入渤海海峡的叫“黄海暖流余脉”。因此，他们认为黄海暖流具有射性海流性质。据此观点和温盐的舌形分布，黄海暖流的路径应该是：在济州岛东南沿西北方向进入南黄海，尔后逐渐转向北，沿黄海槽流动（图 3.2.0.2）。

进入上世纪 80 年代，冬季锚系测流结果的分析表明：在强劲北风作用下，黄海东部的沿岸流大多顺风向南，而在海槽中紧跟北风风暴后则是很强的逆风流动[88]。一些数模结果亦显示：冬季的北风能驱动出北向逆风流穿越黄海、渤海海槽，而在黄海两侧浅的沿岸区产生向南的顺风流[89、94、101]。显然，这些研究结果揭示了黄海暖流具有“补偿流”性质。对于黄海暖流性质的这一认识，已得到愈来愈多学者的认可。

尽管人们对黄海暖流性质的认识愈来愈趋向一致，但由于广阔海域、尤其是浅海陆架区缺乏有效的大范围的测流资料，使之对黄海暖流真实路径的认识至今仍不十分清晰。以往，相当数量的研究仍主要依据伸入南黄海的高温、高盐水舌之走向，判断黄海暖流运行的方向。据此实性指标，大量现场水文观测和卫星红外遥感影像图所显示的温、盐分布皆表明：黄海暖流路径并非沿黄海槽北上，而是明显偏西到沿 50~60m 等深线附近地形较陡的海域北上；然后在山东半岛西南侧转向北，并进入北黄海[35、36、78]。如图 3.2.2.2 和图 3.2.2.3 所示。

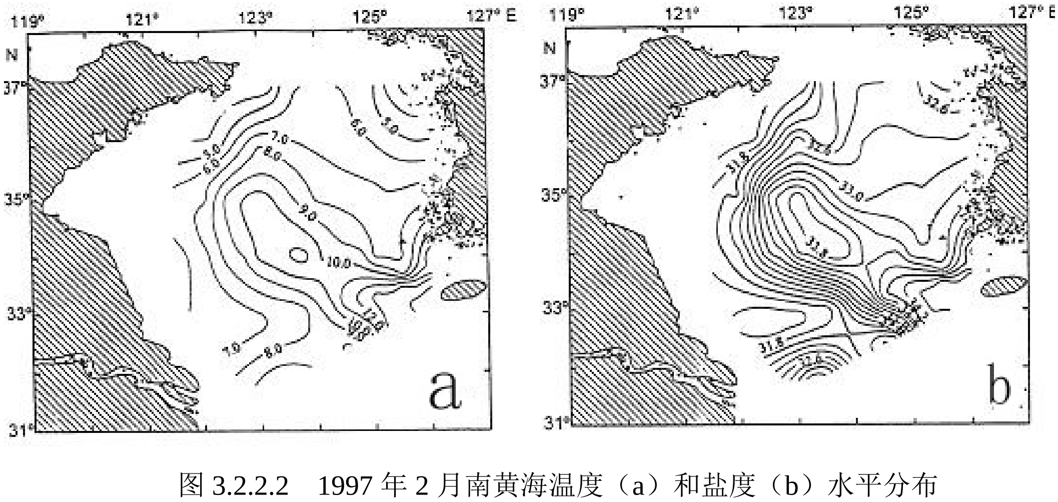


图 3.2.2.2 1997 年 2 月南黄海温度（a）和盐度（b）水平分布

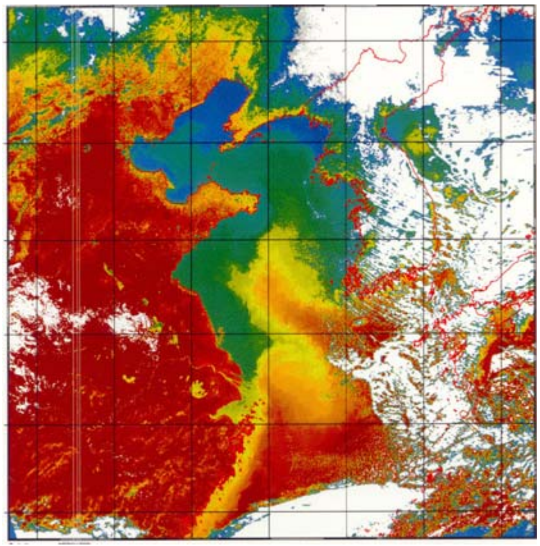


图 3.2.2.3 1997 年 2 月 18 日卫星红外照片所显示的温度分布

需指出的是，能否将伸入南黄海的高温、高盐水舌之走向作为一个实性指标，用于判断黄海暖流运行的方向仍是需进一步研究的问题。值得幸喜的是，近期一些大型项目的直接测流清晰地显示，黄海暖流运行方向确与高温、高盐水舌之走向具有较好的一致性[2)]。

依据伸入南黄海的高温、高盐水舌之走向，判断黄海暖流运行的方向有两点值得注意：（1）尽管多数年份，冬、春季节南黄海仅存在单一的高盐暖舌，可是有的年份亦出现两个舌峰的现象。如 1986 年中美韩联合调查结果显示，南黄海出现了两个舌峰[15]：东侧舌峰的轴线大致与 125°E 经线一致；而西侧舌峰的轴线先呈现东南—西北走向，至 35°N 以北转为北—南走向，且大致与 123°E 经线一致。最近，马健等依据多年的卫星红外遥感影像资料所作统计结果亦表明[94]：1 月在南黄海亦存在双舌，其中一个位于黄海槽右侧；另一个大致沿 60m 等深线。至 2 月，双分支流互相联系，并通过黄海槽西侧进入黄海。双舌峰的出现，是否意味着黄海暖流存在着分支，这是需要探讨的一个问题。（2）已有的调查研究表明：暖舌位置还存在明显的季节摆动和年际变化[36、78]：春季舌轴比冬季明显东移，并从冬季的西北向至春季几乎变为南北向（图 3.2.2.4）。同时，该图还显示：同是冬季，1999 年 1 月暖舌舌轴比 1997 年 2 月似乎更加偏西，而 1986 年暖舌舌轴则是沿槽指向北。表明，黄海暖流的路径亦可能存在季节摆动和年际变化。

[2)] 国家海洋局第一海洋研究所，ST03 区块水体环境调查冬季航次综合研究报告，2007。

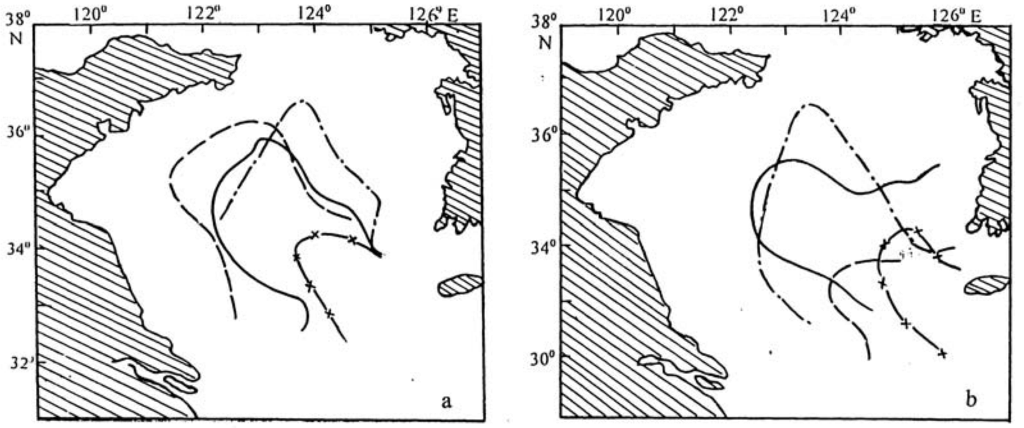


图 3.2.2.4 不同年份和不同季节表层 10℃等温线(a)和 33.0 等盐线(b)的水平分布

图中 — 1997.2 ；— — 1999.1； —•—1996.4 ； —x— 1986.1

三、黄海暖流的强度及其季节变化

黄海暖流是一支平均流速约 5～10 cm/s 的弱流。长期以来，由于黄海暖流区现有的实测资料不论在时间或空间上都不连续，因而无法从实测流速的比较来探讨黄海暖流强度的季节变化。先前，有学者用高盐水舌的尖锐度，作为黄海暖流季节变化强弱的一个定性指标，来探讨黄海暖流的季节变化，似乎是冬季较强而夏季较弱 1)。然而，上世纪 80 年代中期，韩国学者就指出：即使冬季，在朝鲜西南海域东西向强海洋锋的阻挡下，黄海暖流似乎仅限制在济州岛西部海域，而不能穿透该锋带进入黄海[90]。夏季，亦无证据表明具有高盐特征的黄海暖流沿朝鲜西岸进入黄海[91]。最近几年，一些学者对黄海暖流的生成、发展、消亡周期有了新的认识。不仅认为黄海暖流仅存在于冷半年（12 月至次年 4 月），夏季不存在黄海暖流[35、86]；而且提出，黄海暖流作为由北向季风所诱导的一种补偿流，其强、弱和北伸范围的大小与风场有着十分密切的关系。北向风愈强，黄海暖流路径愈易偏西，且北伸范围更大[35、36、101]。还有学者认为：黄海暖流不是一支持久性的平均流。即使在冬季，高温、高盐水仅能间隙性地通过黄海槽西侧输入南黄海，而且此种北向流须强于在此海域流向东南的潮汐余流[93]。

第三节 夏季黄海冷水团的密度环流

黄海冷水团是中国近海最突出的水文现象之一。1959 年，赫崇本等首先提出了黄海冷水团是“局部（或当地）形成论”的看法[75]。认为黄海冷水团主要是前冬表层海水，因冷却下沉而残留在海底洼地的水体。许多研究结果表明，黄海

冷水团的形成，确实与前冬黄海邻近地区气温寒冷程度有关，也与潮混合有关，其内在关系需进一步研究。

夏季，黄海冷水团环流几乎控制着整个黄海海域。冷水团环流的水平流动，基本上是一个海盆尺度的气旋式环流。上世纪 80 年代后，人们加强了对海流的直接观测。图 3.2.3.1 a、b 分别展示了 1997 年夏季中韩黄海水循环动力学合作调查和 1986 年中美韩实施的夏季航次联合调查的卫星跟踪测流结果[35、36]。表明两次浮标运移轨迹非常相似，其特点是：在南黄海西侧是一支比较稳定的南向沿岸流；在黄、东海交界区，以长江冲淡水为主体的沿岸水，则明显向济州岛方向扩展；而在黄海北部，存在一支北向流。由此可见，总的趋势显示，夏季黄海表层大致构成—海盆尺度的逆时针向环流。

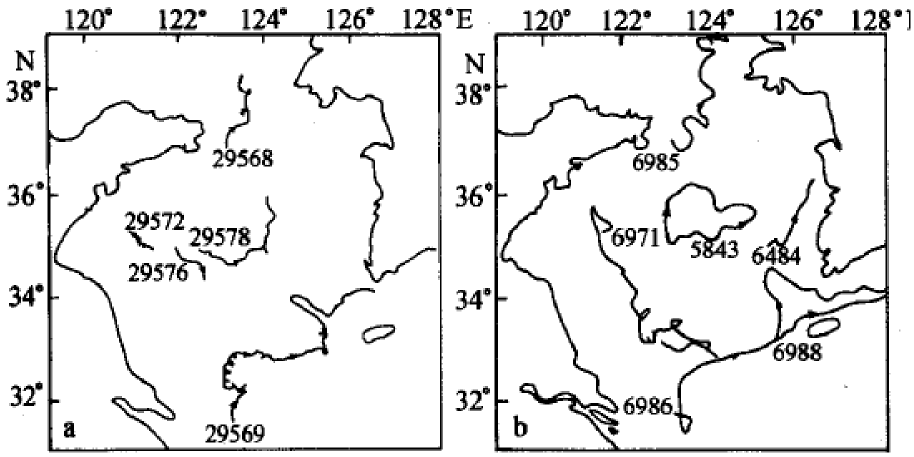


图 3.2.3.1 投放的卫星跟踪表层测流浮标运移轨迹

a. 1997 年夏季；b. 1987 年夏季

黄海冷水团垂向环流流速的量值甚小，一般为 10~5cm/s 的量级[97]。至今，人们对黄海冷水团垂向环流的看法仍未取得一致。早期研究认为，与气旋式水平密度环流紧密相伴的是，冷水团中心为上升流，边缘为下降流，且垂向流速穿越跃层（图 3.2.3.2a）[76]。但海洋调查发现，在冷暖水交界面附近的跃层底部，溶解氧含量达到极大值。这意味着，垂向流未能穿越温跃层；否则，跃层底部不可能保持溶解氧的极大值。基于这一观测事实，学者们主要采用理论分析或数值模拟的方法，进一步探讨了海冷水团内部环流结构[24、64、86]。其中，苏纪兰等认为[24]：黄海冷水团的垂向环流为双环结构，跃层以上区为中心上升，边缘下降的弱环流；跃层以下区为中心下降，边缘上升的强环流；在冷水团的中心区域，流动微弱，且无穿越跃层的垂向环流（图 3.2.3.2b）。

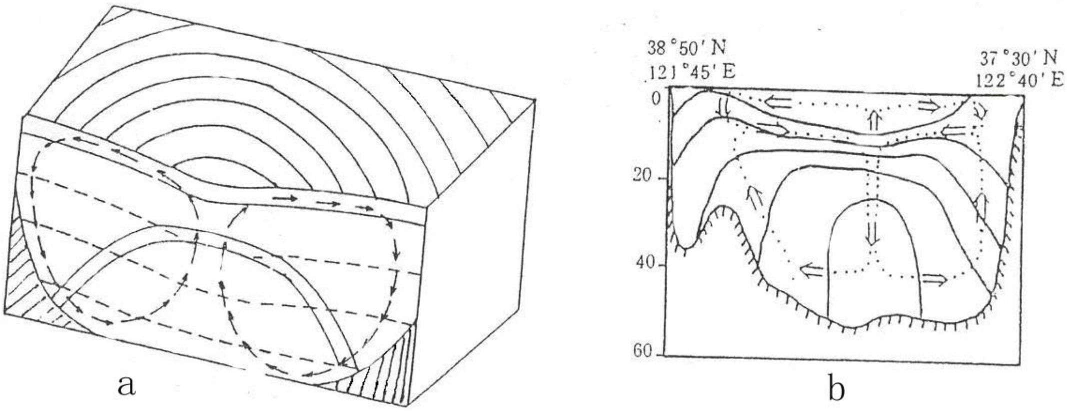


图 3.2.3.2 冷水团的垂向环流结构

a）管秉贤(1963)；b）苏纪兰等(1995)

为进一步查明黄海深、底层黄海冷水团的内部环流结构,1997 年夏季，中韩联合调查，曾在南黄海中部 18 个测站，投放了 1800 个人工水母，用以获取底层流资料[36]，观测结果大致如图 3.2.3.3 所示，表明夏季黄海底层基本上亦存在着一气旋式环流。此外，根据该航次的 CTD 资料绘出的 50m 层和底层密度分布图，所反映的流势亦是一气旋式环流形态。

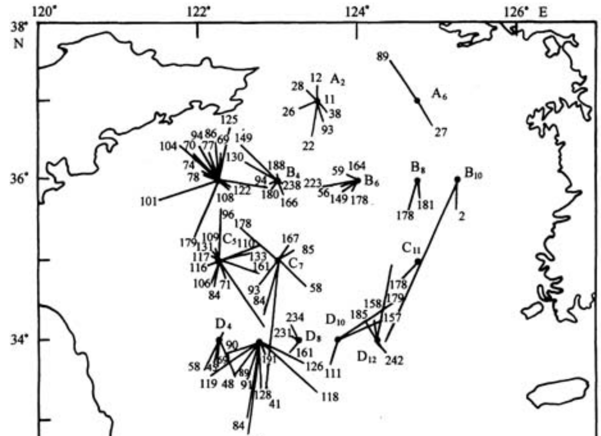


图 3.2.3.3 黄海底层漂浮物移动路径[36]

近期，有学者采用一种三维波—潮—流耦合诊断模式，对夏季黄海环流的三维结构进行了研究，结果表明[99]：夏季，南黄海水平环流由三层组成：表层（0~4m），主导流向为东北向；上层（4~40m）是一海盆尺度的气旋式环流；底层（40m 以下）海水由中心向外幅散，沿温锋区幅散速度最强，而且在南黄海中部还存在一弱的南向流。垂向环流因地域而异。上升流主要出现在底坡处。而一流环出现在

朝鲜半岛西侧沿岸区冷水团锋区：上升流发生在锋的向岸侧；下降流发生在锋的离岸侧。

第三章　潮汐与风暴潮

潮汐、潮流现象主要是由月球和太阳引潮力的作用和地、月、日的相对运动引起的。其主要周期大约为半天或一天，还具有半月、月、年、18.61 年等长周期变化。由引潮力引起的潮汐称为天文潮。另外，太阳热辐射的周期性变化会引起气象的周期性变化，从而间接地引起太阳辐射潮，或称气象潮。太阳辐射潮比天文潮小得多，但是在海面的年周期变化过程中，太阳辐射潮起着主要作用。风、气压等气象因素还能引起海面的增减水现象。月、日引潮力能引起地面倾斜、重力及地球应力的潮汐变化，它们分别称为倾斜潮汐、重力潮汐和应变潮汐，总称为固体潮。海洋潮汐与固体潮汐之间存在着明显的相互作用。海洋潮汐对固体潮能产生额外的负荷效应，对地面倾斜潮汐的影响达到或超过引潮力的影响，对重力潮能达到 5%的影响[19]。

随着科技和生产的发展，对潮汐学的研究要求越来越高，在航海活动中不仅要求掌握准确的潮汐预报，还要求掌握潮流场的分布变化规律。在海洋污染物扩散、泥沙运动、水体交换等方面的研究，都要求通过数值计算掌握潮流场的分布变化才能完成。另外，诸多海洋问题都需要从潮汐角度加以研究。开展海洋潮汐与固体潮之间相互作用的研究，对于大地测量、地震预测、卫星发射等是很重要的。

第一节　潮汐*

一、　黄海的潮波系统

潮波从太平洋经琉球群岛诸水道传入东海，经东海进入黄海，受到黄海北岸和山东半岛的影响形成反射波。入射波与反射波的相互作用形成驻波。在科氏力的作用下，驻波波节线消失，形成波峰线围绕无潮点按逆时针方向旋转的潮波系统。由于受到海底摩擦的影响，无潮点偏向入射波方向的左边。驻波波节线位于距湾底 1/4 波长和 3/4 波长的地方。如果取黄海的平均水深为 45m，那么 4 个主要分潮的波长 M_2、S_2、K_1、与 O_1 分别是 λ_{M2}=939km、λ_{S2}=907km、λ_{k1}=1809km、λ_{01}=1952km。而黄海有 700km 左右的长度，因而 M_2、S_2 分潮在黄海各有 2 个无潮点，K_1、O_1 分潮各有 1 个无潮点[70]。图 3.3.1.1 给出了渤、黄、东海 M_2、S_2、K_1、O_1 分潮的同潮时图。图中显示，M_2、S_2 分潮波在成山头外海及海州湾外海各有 1 个无潮点，K_1、O_1 分潮波在黄海南部各有 1 个无潮点。同潮时线（等迟角线）在一个潮周期内绕无潮点按逆时针方向旋转一周，而振幅从无潮点向外逐渐增大。由于无潮点靠近中国一侧，故朝鲜沿岸的振幅比中国沿岸的振幅要大。

黄海各分潮的平均振幅比和迟角差为：H_{O1}/H_{K1}=0.72，g_{O1}-g_{K1}=-46^0，H_2/H_{M2}=0.34，g_{S2}-g_{M2}=50^0[84]。

从太平洋传入东海的 M_2 和 S_2 分潮波的能量为 169GW，K_1 和 O_1 分潮的为 7GW [48、26]。从东海进入黄海的 M_2、S_2 分潮波的能量为 94GW，K_1、O_1 的为能量为 M_2、S_2 能量的 1/36[57]。M_2、S_2 分潮波从黄海传入渤海的能量为 3GW，K_1、O_1 分潮波只有 0.7GW。M_2 分潮在东海、南黄海、北黄海耗散的能量分别为

* 编写人：黄祖珂

42.05GW、48.99GW、13.41GW。其中东海、南黄海消耗的能量占总输入能量的32.8%、38.2%。

天体引潮力直接在黄海产生的潮汐，仅占黄海潮汐的3%左右[26、79]。因此，黄海的潮振动主要是大洋潮波传入后的协振动。

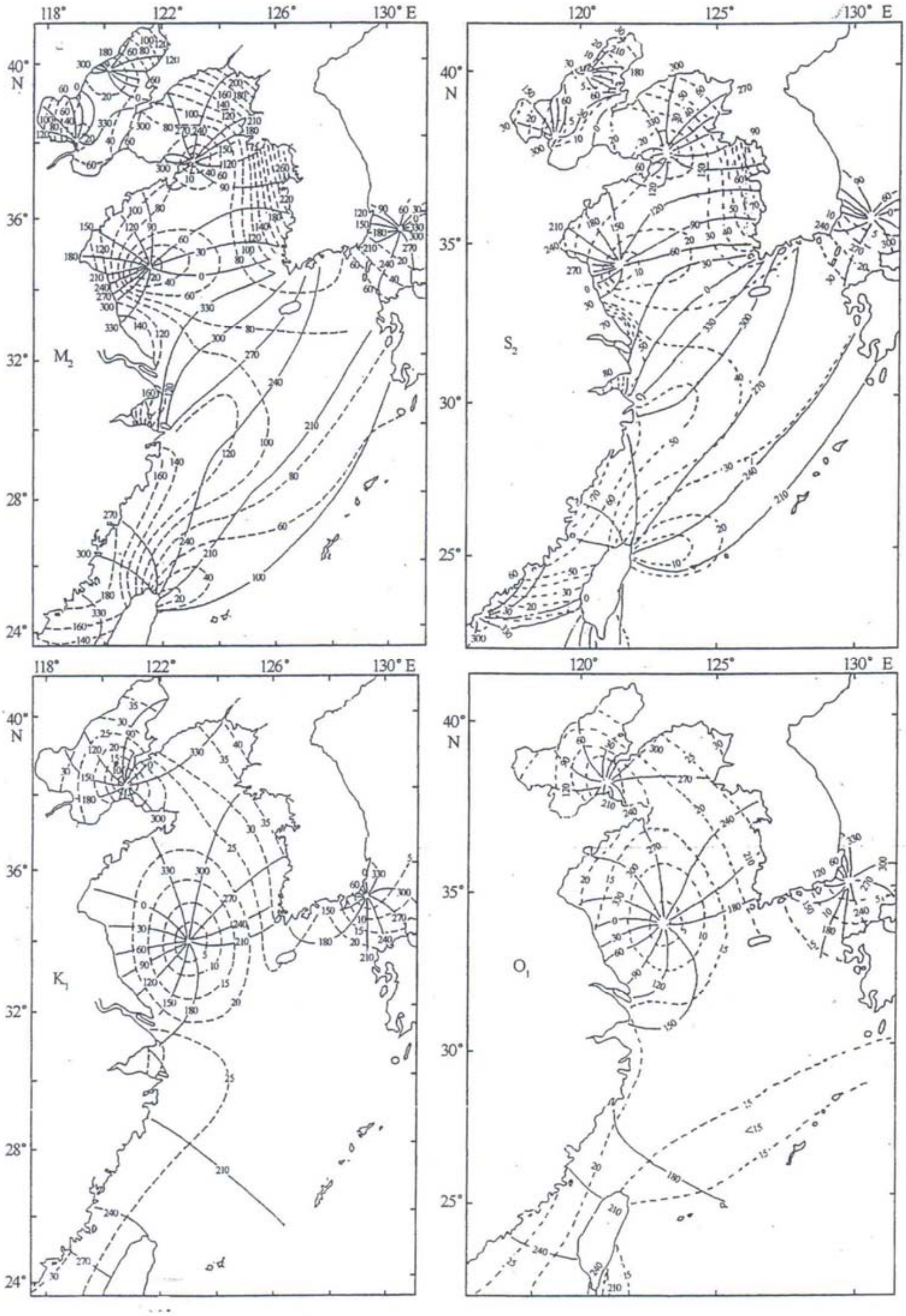


图 3.3.1.1　渤、黄、东海 M_2、S_2、K_1、O_1分潮同潮时图[30]

实线：同潮时线（^{0}，120^{0}E）；虚线：等振幅线（cm）

二、潮汐类型

图 3.3.1.2 给出了渤、黄、东海潮汐类型分布。成山角外 M_2 分潮无潮点附近为不规则全日潮和不规则半日潮，苏北外海 M_2 分潮无潮点及济州岛附近为不规则半日潮类型，其余的黄海海域为规则半日潮区。表 3.3.1.1 和表 3.3.1.2 给出了黄海沿岸 16 个站的潮汐类型系数 A（$=(H_{K_1}+H_{O_1})/H_{M_2}$）。以 A≤0.5、0.5＜A≤2.0、2.0＜A≤4.0、A＞4.0 分别确定为规则半日潮、不规则半日潮、不规则全日潮和规则全日潮典型。威海、成山角、桑沟湾以及济州岛为不规则半日潮，其余为规则半日潮，这与图 3.3.1.2 的结果是一致的。

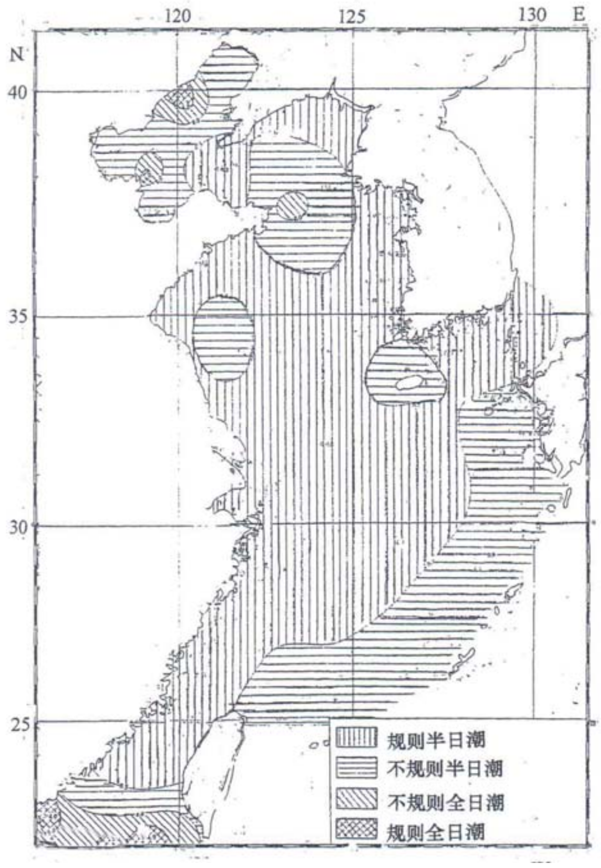


图 3. 3.1.2　渤、黄、东海潮汐类型分布[30]

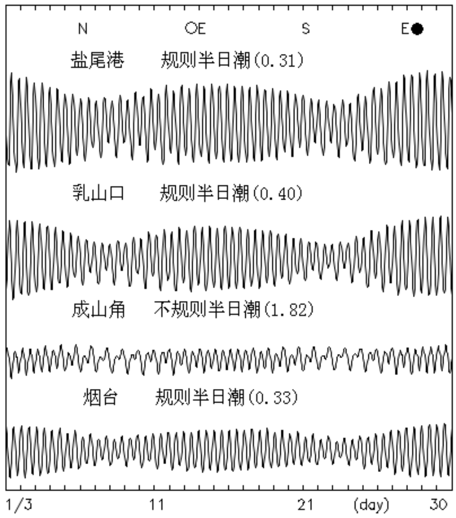


图 3.3.1.3 黄海沿岸几个站的潮汐变化过程曲线（1998 年 3 月）

E：月球赤纬零度，O：望，●：朔，N：月球北赤纬最大 S：月球南赤纬最大

图 3.3.1.3 是燕尾港、乳山口、成山角、烟台 4 站 1998 年 3 月的潮汐变化过程图。燕尾港、乳山口、烟台为规则半日潮，1 太阴日内有 2 个高潮、2 个低潮，潮汐日不等现象不明显，在月球朔、望后 2、3 天发生朔望大潮。成山角为不规则半日潮，具有明显的潮汐日不等现象。

表 3. 3.1.1 黄海东岸潮汐特征值及调和常数（H：cm；g ：^{0}，120^{0}E）[82]

站名	站位	M_2		S_2		K_1		O_1		潮汐类型系数（A）	平均高潮间隙 (h)	平均潮差（m）	大潮潮差（m）
		H	g	H	g	H	g	H	g				
南浦	38^{0}41′ N 125^{0}24′ E	182	232	60	285	37	329	25	284	0.34	8.0	3.8	4.9
仁川	37^{0}28N 126^{0}36′ E	285	110	109	168	39	290	28	252	0.23	3.8	6.1	8.1
群山	35^{0}59′ 126^{0}43′	209	71	75	124	33	272	25	232	0.28	2.4	4.5	5.8
(济州岛) 西归浦	33^{0}14′ 126^{0}33′	77	250	34	288	24	195	18	165	0.55	8.6	1.7	2.2

表 3.3.1.2 黄海北岸和西岸的潮汐特征值[29]

站名	潮汐类型系数（A）	平均潮差 (m)	最大潮差 (m)	平均高潮间隙 (h)	平均涨潮历时 (h)	平均落潮历时 (h)
丹东	0.41	2.41	4.46	10.6	3.6	8.9
小长山	0.49	2.80	4.60	9.9	6.1	6.3
大连	0.45	2.13	4.42	9.9	6.1	6.3
烟台	0.33	1.64	2.88	10.0	6.2	6.2
威海	0.54	1.35	2.57	11.5	6.0	6.5

成山角	1.82	0.75	1.81	12.1	6.5	5.9
桑沟湾	0.74	1.10	1.99	2.9	6.5	5.8
靖海湾	0.39	2.53	3.94	3.2	6.4	6.0
乳山口	0.40	2.44	4.31	3.1	6.1	6.4
青岛大港	0.39	2.80	4.75	5.0	5.9	6.8
连云港	0.36	3.39	5.78	6.0	5.6	6.8
燕尾港	0.31	3.07	5.19	6.6	5.1	7.3

三、平均高潮间隙

黄海的潮汐以半日潮为主。以 M_2 分潮为例，平均高潮间隙等于 g_{M2}/σ_{M2} 。由于发生高潮的波峰线（M_2 的同潮时线），在一个潮周期内绕无潮点按逆时针方向旋转一周，因而造成黄海发生高潮的时间，沿黄海岸边按逆时针方向延迟。从表 3.3.1.1 和表 3.3.1.2 看出，朝鲜半岛群山的平均高潮间隙为 2.4h，仁川的为 3.8h，大连的为 9.9h，烟台的为 10.0h,成山角的为 12.1h，完成了一个潮周期的变化。之后在第 2 个潮周期内再沿山东、江苏沿岸依此发生高潮。

四、潮差

潮差指相邻的高潮和低潮的高度差。有平均潮差、平均大潮差、平均小潮差、最大潮差、最小潮差和最大可能潮差之分。在海洋工程设计中，特别需要依据长期实测资料，统计计算的平均潮差和最大潮差。

受天文因素和地形的影响，潮差随时间和地点而变化。由于半日分潮无潮点靠近中国沿岸一侧，因而黄海东岸的潮差比西岸的潮差要大。表 3.3.1.1 和 3.3.1.2 显示，成山角的平均潮差最小，为 0.75m；自大连至鸭绿江口，平均潮差由 2.13m 逐渐增大至 2.41m。在山东半岛北岸自烟台至成山角，平均潮差由 1.64m 减至 0.75m。由此向南潮差又逐渐增大，至连云港为 3.39m；弶港一带，系南、北两股潮波辐合处，使潮能集中，潮差增大。弶港的平均潮差为 4.29m，小洋口实测大潮差为 9.28m[29]，弶港至小洋口一带为我国黄海沿岸最大潮差区，也是我国大潮差区之一。黄海东岸的仁川海域，是黄海最大的潮差区，平均潮差为 6.1m，大潮潮差为 8.1m，最大可能潮差为 12m 之多。

第二节　潮流*

潮流流向一般呈现为旋转式变化，即一个潮周期内左旋或右旋 360^0。潮流流速也随时间而变化，一个潮周期内发生最大涨潮流、最大落潮流。在海峡或海区受地形的制约，流向不能旋转的地方，潮流流向呈往复式变化。

一、黄海潮流椭圆要素分布

* 编写人：黄祖珂

1、潮流椭圆长、短轴分布及旋转方向

图 3.3.2.1 为渤、黄、东海 M_2分潮流椭圆长、短轴分布。椭圆长半轴表示分潮平均最大流速，短半轴表示分潮平均最小流速，长半轴的方向是最大涨、落潮流的方向。从椭圆长半轴的分布情况，可以大致了解各海区 M_2分潮流平均最大涨、落潮流的量值和方向。

黄海东岸的江华湾为黄海最强的潮流区，M_2分潮流最大潮流为100cm/s左右。苏北的辐射状沙洲海域，也是一个强潮流区，M_2分潮流的最大潮流在 60cm/s 以上。成山角外海 M_2分潮流也很强。

黄海北部 M_2分潮流主要呈现逆时针方向旋转，山东半岛东部海域和渤海海峡以及南黄海，M_2分潮流为顺时针方向旋转[62]。

图 3.3.2.2 是 m_1（K_1与 O_1的平均值）分潮流椭圆长、短轴的分布。由图可见，北黄海 m_1分潮流较弱，渤海海峡较强，可达 20~30cm/s。m_1分潮流在黄海主要呈现为逆时针方向旋转，只有渤海海峡及南黄海部分海区，m_1分潮为顺时针方向旋转[62]。

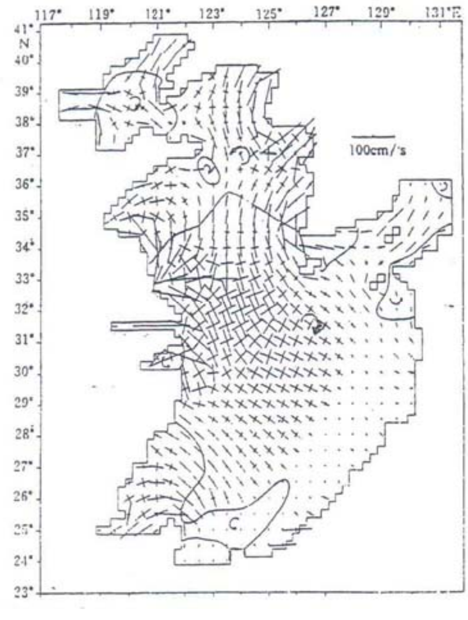


图 3.3.2.1　渤、黄、东海 M_2分潮流椭圆长、短轴分布[62]

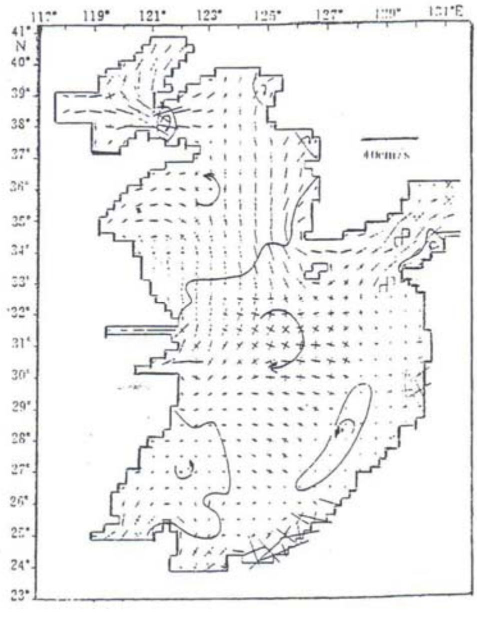


图 3.3.2.2　渤、黄、东海 m_1分潮流椭圆长、短轴分布[62]

2、潮流圆流系统

图 3.3.2.3、3.3.2.4 分别是渤、黄、东海 M_2、K_1分潮流最大潮流同潮时线图，M_2分潮流在黄海有 4 个圆流点，即 4 个圆流系统。圆流点是潮流椭圆为圆的点，其长、短轴相等。山东半岛北部海域，M_2分潮流有 1 个逆时针方向旋转的圆流系统。黄海中部有 2 个圆流系统，其中东部一个为顺时针方向旋转，西部 1 个以及南黄海的圆流系统均为逆时针方向旋转。

K_1分潮流在黄海只有一个顺时针方向旋转的圆流系统，它位于山东半岛南部海域。

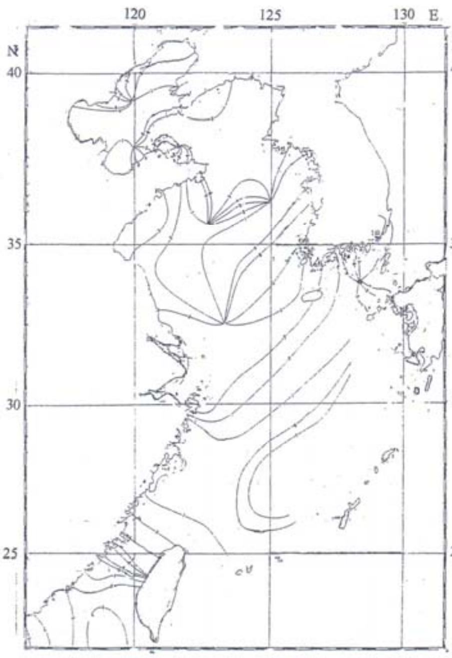


图 3.3.2.3 渤、黄、东海 M_2 分潮最大潮流同潮时线图[30]

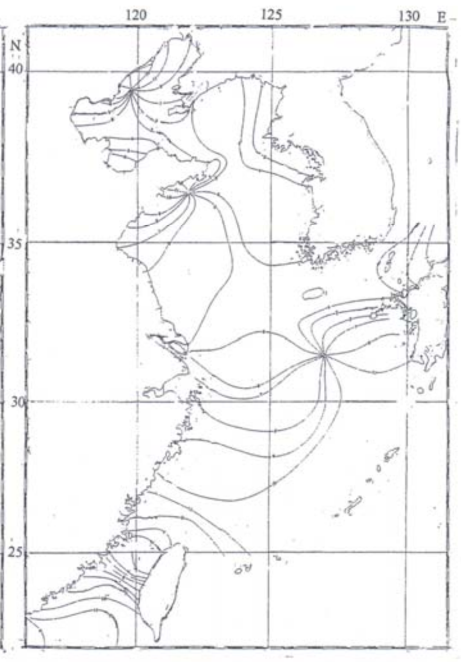


图 3.3.2.4 渤、黄、东海 K_1 分潮最大潮流同潮时线图[30]

二、潮流类型

与潮汐类型相似，潮流类型用潮流类型系数（$B=(W_{K_1}+W_{O_1})/W_{M_2}$）来确定。式中 W 表示分潮流的平均最大流速。以 B≤0.5、0.5＜B≤2.0、2.0＜B≤4.0、B＞4.0 分别确定为规则半日潮流、不规则半日潮流、不规则全日潮流和规则全日潮流类型。图 3.3.2.5 为渤、黄、东海潮流类型分布。就黄海而言，烟台附近海域，为规则全日潮流和不规则全日潮流，再往外为不规则半日潮流。黄海北部以及从山东半岛以南至长江口一带为规则半日潮流，其余南黄海海域，为不规则半日潮流。

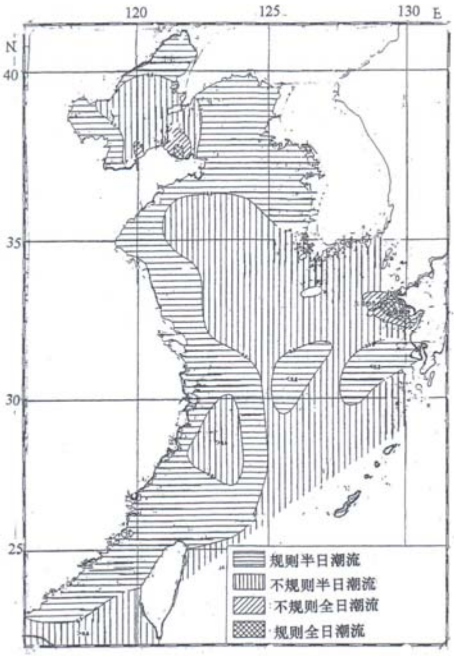
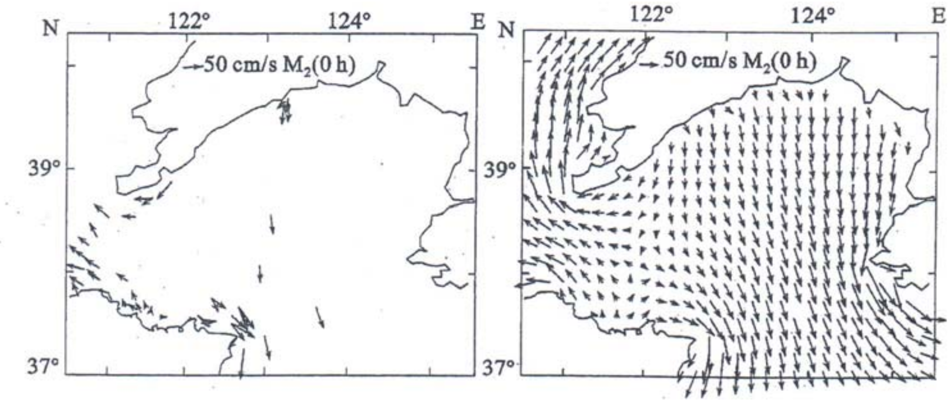


图 3.3.2.5 渤、黄、东海潮流类型分布[30]

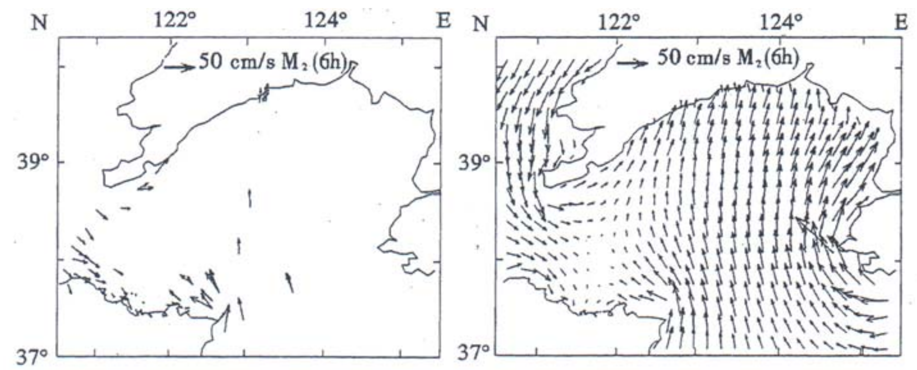
三、关于烟台海域，潮汐、潮流类型相异的原因

图 3.3.1.2 和图 3.3.2.5 表明，烟台海域潮汐属于规则半日潮，而潮流为规则全日潮流和不规则全日潮流。这和秦皇岛外、老黄河口外无潮点区潮汐为规则全日潮，潮流为规则半日潮流的情况恰好相反。潮波图（图 3.3.1.1）显示，烟台海域位于黄海北部半日分潮波系统和渤海南部半日分潮波系统的交界处。M_2 潮波从黄海向渤海传播过程中：一部分潮波传入渤海；一部分潮波在烟台附近转向，变为沿着山东半岛沿岸自西向东传播。数值计算和实测资料结果（图 3.3.2.6）均表明，在烟台海域 M_2 分潮落潮过程中，潮流呈辐散现象，而在 M_2 分潮的涨潮过程中，潮流呈现辐聚现象（图 3.3.2.7）。而且在 M_2 分潮发生高、低潮时，潮流流速为零，位于平均海面时流速最大，这表现为 M_2 分潮在烟台海域呈现驻波振荡现象[71]。由于受到潮流的辐散、辐聚现象的影响，使得烟台海域 M_2 分潮的潮流很小。而 O_1、K_1 分潮的潮波在烟台海域自西往东传播，没有潮流的辐散、辐聚现象。相对而言，O_1、K_1 分潮的潮流比 M_2 的大，因而造成烟台海域的潮流为规则全日潮流和不规则全日潮流类型，而潮汐是规则半日潮类型。因此在烟台的一天两次涨潮过程中，烟台海域的潮流流向相反，而不像一般半日潮海区那样，一天的两次涨潮过程中，对应的两次涨潮流流向一致。



（实测）　　　　　　　　（数值计算）

图 3.3.2.6 山东半岛北部近海 M_2分潮落潮中间时流场图[71]



（实测）　　　　　　　　（数值计算）

图 3.3.2.7　山东半岛北部近海 M_2分潮涨潮中间时流场图[71]

四、黄海潮流基本特征

表 3.3.2.1 列出了黄海部分海湾的潮流基本特征值，这些特征值包括：潮流类型系数，平均涨、落潮流历时，最大涨、落潮流值等。对于半日潮海区，平均涨、落潮流历时之和为半个太阴日。由表看出，就黄海的中国沿岸而言，最大强流区位于苏北沿海。而且鸭绿江口、大连湾、套子湾、乳山湾、胶州湾、灌河口等的平均涨潮流历时，都比平均落潮流历时的要短；唯有桑沟湾例外，平均涨潮流历时长于平均落潮流历时。

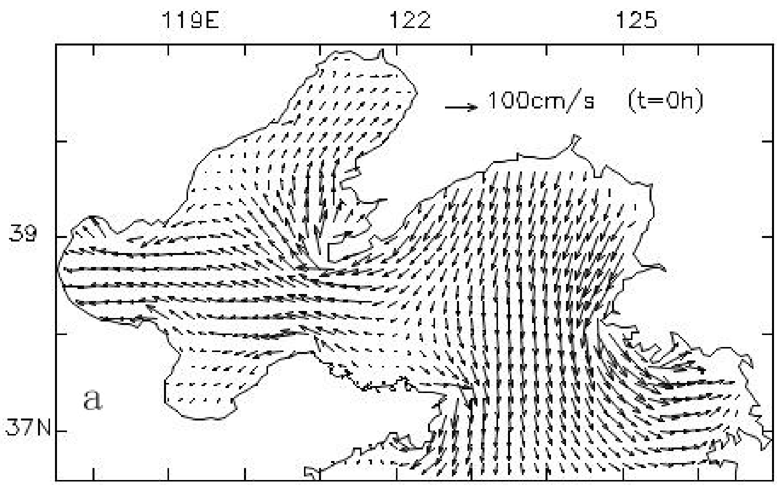
表 3.3.2.1 黄海海湾潮流基本特征值[29]

站名	潮流类型系数（B）	平均涨潮流历时(h：min)	平均落潮流历时(h：min)	最大涨潮流（cm/s）	最大落潮流（cm/s）
鸭绿江口	0.11~0.29	5:28	7:56	65	70
大连湾	0.54~	5:35	6:51		

套子湾	0.50~	6:08	6:17	76	56
芝罘湾	0.30~9.8			44	38
威海湾	0.20~1.7			24~50	16~43
桑沟湾	0.10~0.50	7:14	5:07	54.7	42.6
乳山湾	0.20~	6:04	6:21	136	91
胶州湾	0.10~0.30	5:34	6:46	274	200
崔家潞	0.10~	6:12	6:12	36.8	30.8
海州湾	0.10~0.50	5:45	6:34	77.2	65.6
灌河口	＜0.50	5:08	7:17	116	137

五、潮流场

图 3.3.2.8 给出了通过潮流数值预报得到的黄海北部及渤海 1985 年 10 月 30 日 0 时及 6 时的潮流场[72]。该日 0 时，北黄海大部分海域的潮流向南流动，渤海海峡处流向渤海。到了 6 时刚好相反。在烟台海域也能显示出潮流的辐散、辐聚现象。渤海海峡老铁山水道、成山角海域、苏北沿岸和朝鲜沿岸为强流区。潮流数值预报的精度能够达到实用的程度。对黄、渤海 9 个站的验证结果表明：流向的均方误差为 13.^{0}~20.^{0}，流速为 4.5~14.9cm/s[72]。



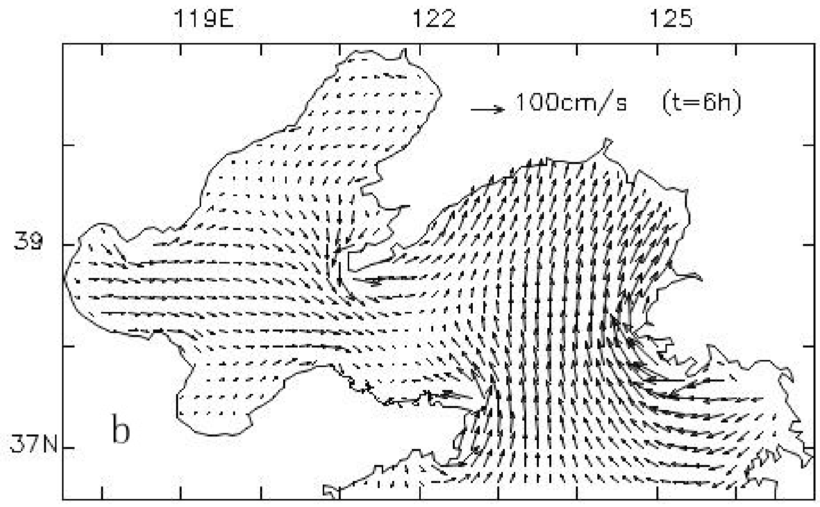


图 3.3.2.8　黄海北部及渤海潮流场[72]

图中：a～1985 年 10 月 30 日 0 时，b～1985 年 10 月 30 日 6 时

第三节　风暴潮*

风暴潮是指由强烈大气扰动所伴随的强风和气压骤变而引起局部海面震荡或非周期性异常升降现象。通常，风暴增水称风暴潮或气象海啸，风暴减水称负风暴潮。

风暴潮和负风暴潮，主要发生在有利于海水堆积和海水外流的岸边或近岸海域，是大气静压效应与风壅水堆积或抽撤作用的综合结果，除台风中心区域外，一般是岸边强于远岸海域，海湾内又大于岬角端（图 3.3.3.1）。

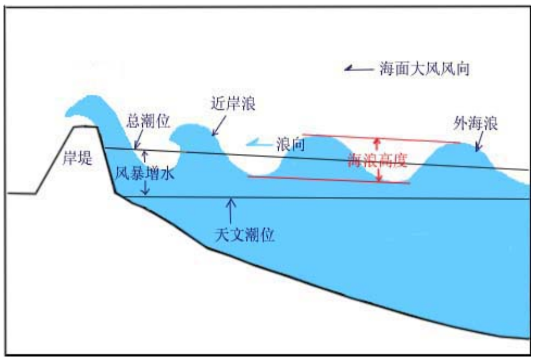


图 3.3.3.1　风暴潮各要素表现图示

风暴潮灾害，一般指风暴增水过程所导致的灾害。它是风暴潮、天文潮、海浪共同作用的结果，主要发生在海岸带区域。风暴潮发生期间，近岸海域往往伴有向岸的狂风、巨浪，并导致海水骤涨，海浪扑岸，崩堤垮坝，摧房淹禾，溺毙人畜等严重灾情。负风暴潮发生时，则海面骤降，岸边海水远退，因此，人们往往对风暴增水特别重视，而忽略了负风暴潮。

导致黄海沿岸的强烈大气扰动，主要有热带气旋、温带气旋、寒潮或强冷空气和飑线天气。从而该海域的风暴潮类型，主要有热带气旋风暴潮和温带系统风暴潮。

黄海南北跨距较大，除北上热带气旋和强冷空气可相继或同时影响全区外，温带气旋则往往仅影响局部区域。黄海沿岸只有山东半岛东端石岛至威海海域为非正规半日潮区，其他海域均为正规半日潮区，因此，黄海风暴增水或减水曲线，多呈半日潮周期波动状态，该现象在潮差较大的黄海中部沿岸和南部沿岸尤为明显，如图 3.3.3.2～图3.3.3.4 所示。

---

* 本文中的风暴增、减水值均已予海平面季节订正[47]，与其他文献给出的相应数据将有差异。
编写人：；李培顺、高 松、韩 笑、江崇波

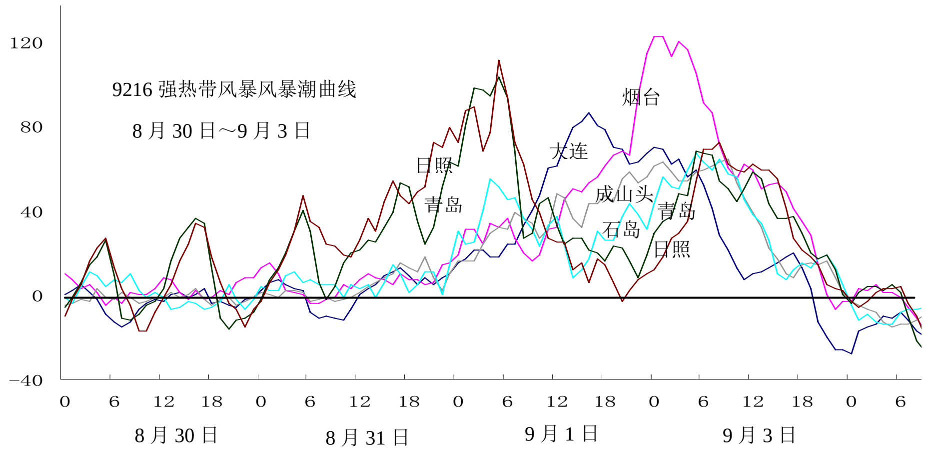


图 3.3.3.2　　黄海沿岸热带气旋风暴潮曲线

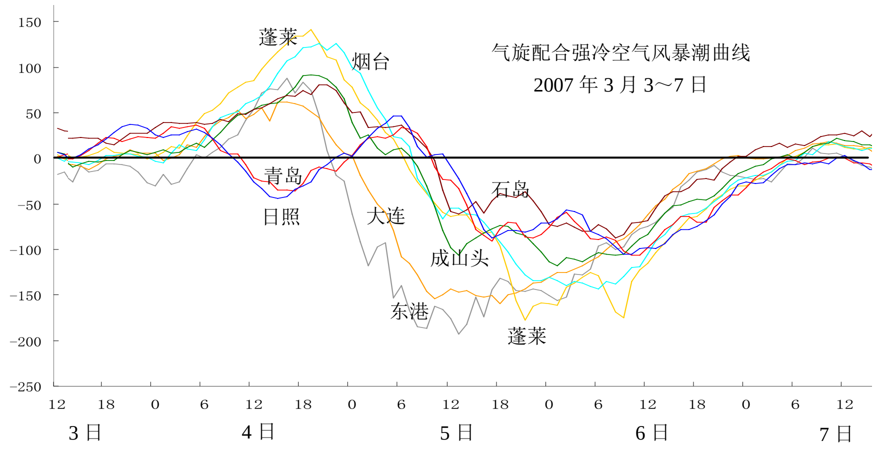


图 3.3.3.3 黄海沿岸温带系统风暴潮曲线

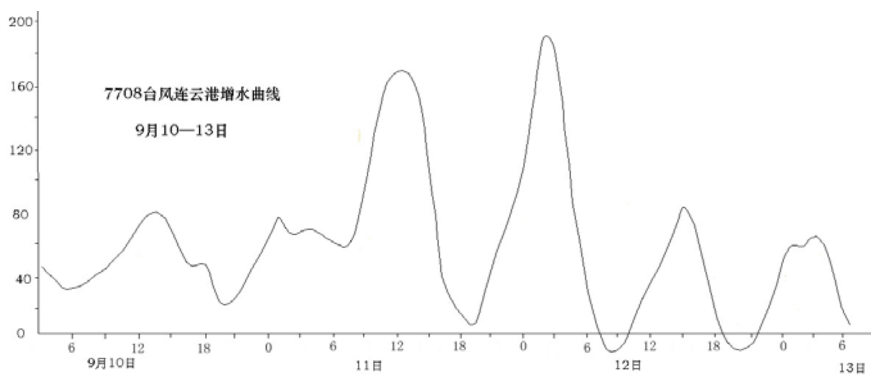


图 3.3.3.4 连云港 7708 台风风暴潮曲线

一、风暴潮（风暴增水）的时空分布

对资料年限较长的潮汐站资料进行统计，便可获得如表 3.3.3.1 和表 3.3.3.2 所示的结果。由表可知，黄海沿岸的风暴潮增水值，≥80cm 年均发生次数，江苏省沿岸（日照以南）以≥1.0 次居首；鲁东南沿岸（日照沿岸）以 0.9 次左右居第二；南黄海北部南岸（蓬莱至成山头以西一线），以 0.7 次左右列第三；青岛及其南北两侧为 0.5 次左右；大连～东港沿岸只有 1.0 次左右。增水值

≥120cm 的强风暴潮过程，主要出现在江苏沿岸和蓬莱至成山头以西沿岸。增水值≥160cm 的特强风暴潮过程，均出现在江苏省沿岸。增水值≥200cm 的主要出现在燕尾至吕四一线，燕尾和吕四最大增水曾超过 220cm（见表 3.3.3.1）。

表 3.3.3.1 黄海沿岸不同级别风暴潮年均频次和最大增水统计

天气类型	站名	增水级别			最大增水	出现时间（年、月、日）	资料年限
		≥80	≥120	≥160			
温带天气系统	大连	0.1			95	1998.2.20	1980～2007
	蓬莱	0.5	0.1		141	2007.3.4	1997～2007
	烟台	0.6	0.04		136	1965.1.10	1960～2007
	成山头	0.14			92	2007.3.4	1981～2007
	石岛	0.05			81	2007.3.4	1989～2007
	青岛	0.3			105	2001.1.7	1990～2007
	日照	0.6	0.03		124	2001.1.7	1977～2007
热带气旋	大连	0.07			96	1992.9.1（9216）	1980～2007
	烟台	0.1	0.02		122	1992.9.02（9216）	1960～2007
	成山头	0			71	1994.8.15（5116）	1981～2007
	石岛	0			67	1992.9.02（9216） 1994.8.15（9415）	1989～2007
	青岛	0.2			118	1956.8.02（5612）	1949～2007
	日照	0.3	0.03		123	1981.9.2（8114）	1977～2007
	连云港	0.4	0.1	0.03	169	1977.9.11（7708）	1951～1997
	燕尾	-	-	-	221	1981.9.02（8114）	1951～1997[26]
	吕四	-	-	-	224	1977.9.11（7708）	1967～1997[26]
备注	连云港增水级别栏内数值资料年限为 1960～1991 年[42]。本表值已予季节订正，与原值有差异。						

我国黄海沿岸增水值≥80cm 的风暴潮：青岛（含）以南 的有 60%左右系由温带天气系统造成的，热带气旋风暴潮占 40%左右；青岛以北的有 80%以上系由温带天气系统所导致，热带气旋风暴潮占 20%以下。

该沿岸的温带系统风暴潮，只有山东的蓬莱至石岛一线可由冷空气和温带气旋所诱发，其余各岸段均由温带气旋所产生。

山东省和辽宁省黄海沿岸增水值≥80cm 的温带系统风暴潮：蓬莱至成山头以西一线发生次数最多，而且增水幅度最大，年均为 0.6 次左右，最大增水可达 150cm 左右。冷空气（主要为冷空气和江淮气旋相配合）风暴潮强度明显大于温带气旋风

暴潮；日照沿岸发生次数和增水幅度均居第二，年均为0.6次，最大增水可达130cm左右。青岛沿岸发生次数较少，增水幅度也比较小，年均为0.3次，最大增水可达110cm左右。大连至东港一线和成山头至石岛一线，年发生次数和增水幅度均居末席，年均为0.1次左右，最大增水≤100cm。

我国黄海沿岸增水值≥80cm的热带气旋风暴潮：以江苏沿岸发生次数最多，且增水幅度也最大，年均≥0.4次，吕四站最大增水曾达224cm（燕尾港和吕四数次出现≥200cm增水）。日照和青岛沿岸发生次数和增水幅度均居第二，年均0.2～0.3次，最大增水120cm左右。蓬莱至成山头以西一线，年均为0.1次左右，最大增水100cm左右位居第三。大连至东港一线发生次数较少，而且增水幅度也较小，年均不足0.4次，最大增水≤100cm。成山头至石岛一线发生次数最少，增水幅度也最小，20余年来尚未出现≥80cm的增水。

我国黄海沿岸增水值≥80cm的热带气旋风暴潮，所占比例和风暴潮强度，均呈现由北向南逐渐递增趋势。详见表3.3.3.1。

我国黄海沿岸增水≥80cm的热带气旋风暴潮，主要发生在7月下旬至9月中旬，其中9月上、中旬强度最强（表3.3.3.1）。山东省和辽宁省黄海沿岸增水≥80cm的温带系统风暴潮，主要发生在秋末至春初。出现频数以冬季最大，春季次之。风暴潮强度三季基本相当（表3.3.3.2）。

表3.3.3.2　黄海中部、北部沿岸温带系统风暴潮季均频次和最大增水（cm）统计

季节	增水级别(cm)	站名						
		大连	蓬莱	烟台	成山头	石岛	青岛	日照
春季	≥80	0.04	0.1	0.2	0.07	0.05	0.06	0.4
	最大增水	86	141	126	92	81	80	105
夏季	≥80	0	0	0	0	0	0.06	0.03
	最大增水	-	-	-	-	-	80	87
秋季	≥80	0	0.1	0.2	0	0	0	0.2
	最大增水	-	105	107	-	-	-	115
冬季	≥80	0.07	0.3	0.3	0.07	0	0.2	0.6
	最大增水	95	87	136	85		105	111
资料年限		1980～2007	1997～2007	1960～2007	1981～2007	1989～2007	1990～2007	1977～2007

二、负风暴潮（风暴减水）的时空分布

我国山东省和辽宁省黄海沿岸减水值≥80cm负风暴潮（含温带系统负风暴潮

和热带气旋负风暴潮）的发生频数和减水幅度，大连至东港一线最大，蓬莱至成山头以西一线次之，鲁东南沿岸居第三，山东半岛东端沿岸最小（表 3.3.3.3）。

表 3.3.3.3　黄海沿岸不同级别负风暴潮年均频次和最大减水（cm）统计

天气类型	站　名	减水级别			最大减水	出现时间（年、月、日）	资料年限
		≥80	≥120	≥160			
温带系统	大连	2.9	0.7	0.04	160	2007.3.5	1980～2007
	蓬莱	2.4	0.5	0.09	178	2007.3.5	1997～2007
	烟台	2.6	0.13		153	1970.12.13	1960～2007
	成山头	0.6			118	2007.3.6	1981～2007
	石岛	0.2			116	1994.2.9	1989～2007
	青岛	1.0	0.14		143	1956.2.29	1949～2007[4]
	日照	1.2			115	1981.10.23	1977～2007
热带气旋	大连	0.1	0.07		120	1986.8.29（8615） 1999.8.7（9006）	1980～2007
	烟台	0.04			88	1992.9.26（9219）	1960～2007
	成山头	0					1981～2007
	石岛	0					1989～2007
	青岛	0					1990～2007
	日照	0.03			86	192.9.26（9219）	1977～2007

黄海沿岸减水值≥80cm 负风暴潮，由温带天气系统导致的占 95%以上，热带气旋负风暴潮所占比例很小，其减水幅度也远小于温带天气系统引起的负风暴潮。

黄海沿岸的温带系统负风暴潮，减水值≥100cm 的几乎全域均有发生，而减水值≥150cm 的仅发生在黄海北部沿岸。

黄海沿岸减水值≥80cm 的热带气旋负风暴潮，主要发生在黄海北部沿岸和鲁东南沿岸，其中大连至东港一线，曾多次出现过减水值≥120cm 的负风暴潮，其他岸段减水值均＜100cm（见表 3.3.3.3）。

黄海沿岸减水≥80cm 温带系统负风暴潮，均发生在 10 月至翌年 4 月间，发生频数和减水幅度以冬季最大，春季次之，如表 3.3.3.4 所示。

黄海沿岸较少有减水≥80cm 的热带气旋负风暴潮发生，偶尔有出现，也在每年的 7～9 月（见表 3.3.3.3）。

表 3.3.3.4 黄海中部、北部沿岸温带系统负风暴潮季均频次和最大减水（cm）统计

季节	减水级别(cm)	站名					
		大连	烟台	成山头	石岛	青岛	日照
春季	≥80	0.6	0.5	0.14	0.05	0.2	0.4
	最大减水	160	143	118	87	106	105
夏季	≥80	0	0	0	0	0	0
	最大减水	–	–	–	–	–	–
秋季	≥80	0.5	0.6	0.1	0	0.1	0.3
	最大减水	142	134	87		92	115
冬季	≥80	1.8	1.5	0.3	0.16	0.4	0.6
	最大减水	146	153	102	116	119	111
资料年限		1980～2007	1960～2007	1981～2007	1989～2007	1990～2007	1977～2007

三、风暴潮灾害

黄海沿海的风暴潮灾害，主要发生在江苏和山东沿岸地区，辽宁省沿岸相对较少。根据 1949 年以来资料统计，黄海沿岸经济损失达亿元的严重风暴潮灾害和经济损失达数亿至数十亿元的特别严重风暴潮灾害,辽宁省平均 10y 和 20y 左右发生 1 次， 山东省、江苏省平均 5y 和 10y 左右发生 1 次。

黄海沿岸的风暴潮灾害，主要由热带气旋引起的，其次是冷空气和温带气旋。除山东蓬莱至成山头一线外，其余沿岸较重的风暴潮灾害，均由热带气旋造成的。而蓬莱至成山头一线，冷空气与气旋相配合的温带系统风暴潮灾害和热带气旋风暴潮灾害，各占 50%左右。黄海沿岸热带气旋风暴潮灾害，年均发生次数和致灾程度，呈现自南向北逐渐递减趋势。而温带气旋风暴潮每年都可发生 3～5 次。

近几十年来，黄海沿岸主要热带风暴潮灾情如下：

1977 年 9 月 11 日，7708 台风由江苏启东吕四登陆，吕四站最大增水 2.24m，最高潮位超警戒潮位 1.28m,苏北沿岸普遍受灾严重。

1981 年 8 月 31 日～9 月 2 日，8114 台风在长江口外海上转向对马海峡，在北方冷高压的共同作用下，黄海沿岸风暴潮灾严重。江苏启东吕四站最大增水 1.92m，最高潮位超警戒潮位 1.76m。启东县有 1400m 堤坝被冲垮。海门县 4000m

护坡被毁。山东省毁堤总计超过 10 km，淹没农田 20000 余亩、盐田 500 余亩，沉船 9 只，死亡 5 人，撞碎、漂失养殖船和渔船 1000 余艘，丢失和损坏各种网具 18000 多件，毁坏虾池 1 万多亩，损失玻璃浮子 14 万个，港口、仓库、码头、船台、坞道等一百余处遭到不同程度的损坏。

9216 号强热带风暴与冷空气相配合，导致黄、渤海沿岸发生特别严重风暴潮灾害。山东省损失损毁渔船 500 余艘，淹没耕地 20000 余亩，冲毁虾池 10000 余亩，毁坏房屋、堤坝等若干，直接经济超过 15 亿元。辽宁省损失超过 2 亿，仅大连市死亡 14 人，经济损失 1.84 亿元。青岛市的灾情见图 3.3.3.5。

9711 号台风由浙江登陆经山东羊角沟北上至辽东湾东北。横扫沿海 6 省 2 市，东海、黄海和渤海沿岸发生严重风暴潮灾，山东省直接经济损失超过 20 亿，辽宁省直接经济损失超过 4 亿元。

2007 年 3 月 4～5 日，强冷空气在强气旋配合下引发渤海湾、莱州湾和黄海北部沿岸强风暴潮灾，仅山东蓬莱至成山头一线的直接经济损失高达十多亿元。其灾情见图 3.3.3.6 和图 3.3.3.7。



图 3.3.3.5 青岛市受 9216 号强热带风暴袭击的部分灾情



图 3.3.3.6 2007 年 3 月 4 日，受温带风暴潮袭击，烟台市区的部分灾情



图 3.3.3.7　2007 年 3 月 4 日，受温带风暴潮袭击，威海市区的部分灾情

四、引发风暴潮及其灾害的天气系统

（一）热带气旋

进入 28°N 以北、125°E 以西的热带气旋，均可造成黄海沿岸的严重风暴潮(图 3.3.3.8)。按其路径大致可分为三种类型，即：

北上型（Ⅰ型），　由华东地区或黄海海域北上，进入渤海或连云港以北海域的热带气旋（图 3.3.3.9）。此

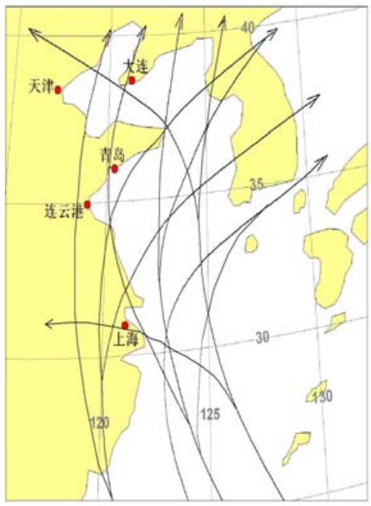


图3.3.3.8 可影响黄海的台风路径

类型是造成黄海沿岸风暴潮及其灾害的主要类型，沿岸增水大于 80cm 的的热带气旋风暴潮，有 80%是由这种类型引发的。

东海转向型（Ⅱ型），由浙江境内或东海北上，在 28° N～32° N 之间转向对马海峡方向的热带气旋（图 3.3.3.10）。此型路径偏北的可导致山东半岛以南沿岸出现 80～250cm 增水灾害；路径偏南的可导致江苏沿岸出现 80～150cm 增水灾害。

登陆西行型（Ⅲ型），由东海北上，在浙北至苏中沿海登陆西行的热带气旋（图 3.3.3.11）。此型主要影响江苏沿岸。路径偏北的，可影响到鲁东南沿岸，特强的可影响到黄海北部和渤海南部沿岸。

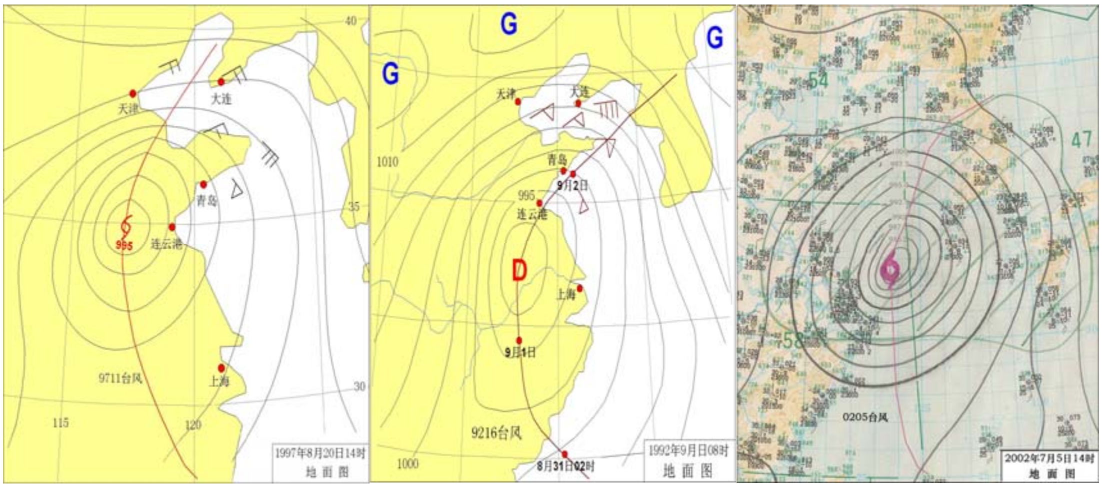


图 3.3.3.9　北上型（Ⅰ型）热带气旋路径图例

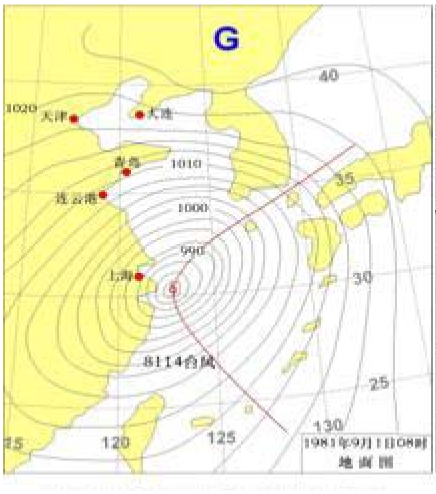


图 3.3.3.10 东海转向型（Ⅱ型）热带气旋路径图例

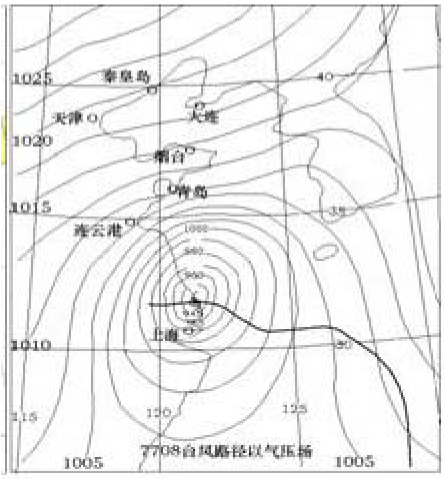


图 3.3.3.11 登陆西行型（III型）热带气旋路径图例

（二）温带天气系统

根据温带天气系统性质，大致可分“冷空气”和“温带气旋”二种类型。

1、冷空气

冷空气又分为“气旋配合型”和“单纯偏北路经冷空气”二种。

（1）气旋配合型

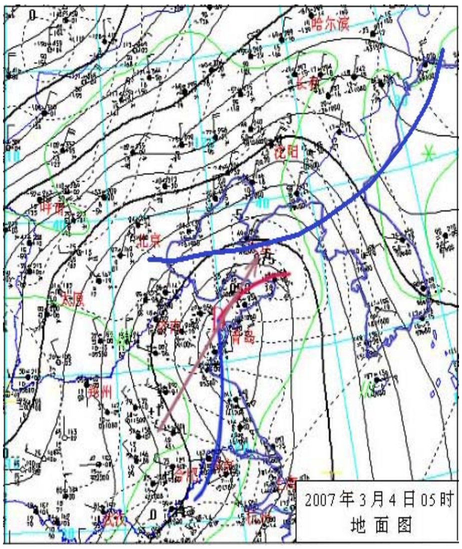


图3.3.3.12 气旋配合偏北路径冷空气图例

此型冷空气，是引发山东和辽宁沿岸尤其蓬莱至石岛一线强风暴潮的主要天气形势，其特点是：

A、地面气压场为贝加尔湖以南、蒙古～我国华北、东北地区由冷高压所控制并不断南压，江淮地区有明显的气旋或低压倒槽向东北发展，北方冷空气和南方气旋倒槽在辽东半岛南部或以南相遇,冷锋由朝鲜半岛北部至渤海湾呈E～W或ENE～WSW走向。冷锋以北区域为强劲的NE向大风风场，以南气旋影响区为强劲的偏E向大风风场（图 3.3.3.12）。

B、冷锋过境时，海区 SE 转 NE 的大风转风过程明显。气旋中心过境后，其后部区域立即转为强劲的 N～NW 向大风风场。

该类型天气形势的影响区域，取决于与冷空气相遇的位置：相遇位置在辽东半岛时，主要影响北黄海北岸；相遇位置在渤海海峡及以东海域时，主要影响北

黄海南岸；相遇位置在山东半岛及以东海域时，主要影响山东半岛沿岸。

（2）单纯偏北路经冷空气

此型冷空气的特点是：当贝加尔湖以南、蒙古～我国华北、东北地区由冷高压所控制并不断南压至黄海海域时，江淮或黄淮地区无明显的低压或低压倒槽向北发展，冷锋在黄海北部至渤海湾呈 E～W 走向（图 3.3.3.13）。冷锋过境前，黄海海域已为弱 NE 或偏 E 向风场，冷锋过境时海区无明显 SE 转 NE 的大风转风过程。

此型冷空气主要影响山东蓬莱至石岛一线沿岸，增水幅度较小。

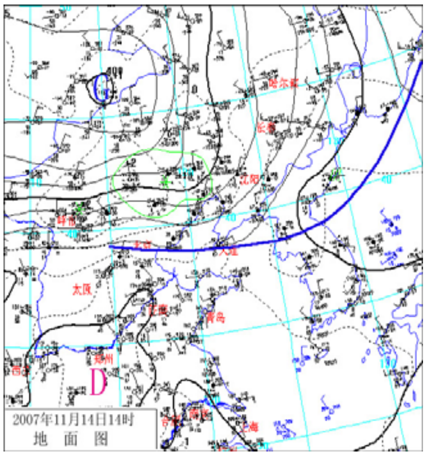


图3.3.3.13 单纯偏北路径冷空气图例

2、温带气旋

指北方无冷空气配合的纯江淮气旋或黄淮气旋（图 3.3.3.14）。

该气旋一年四季都可出现，其增水幅度较小、且影响时间较短，对沿岸地区影响较轻。

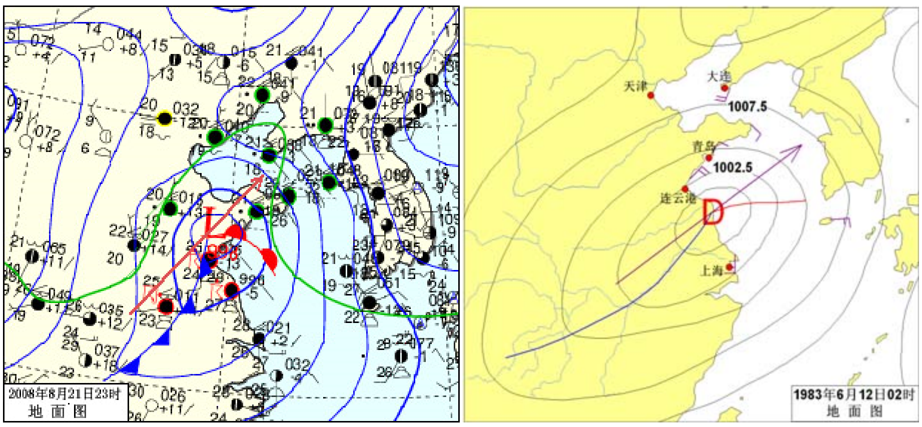


图 3.3.3.14 江淮气旋图例

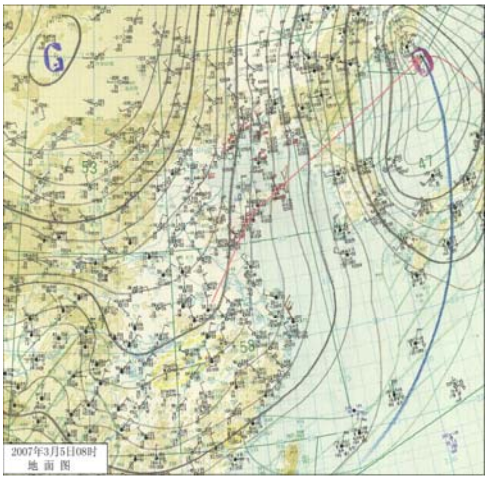


图3.3.3.15 导致黄海沿岸大幅度减水的天气形势

五、导致渤海负风暴潮及其灾害的天气系统

黄海沿岸减水≥80cm的负风暴潮，主
要由温带天气系统（冷空气、温带气旋）造成，其次由热带气旋所导致。但温带气旋或热带气旋，均需要有冷空气配合方能造成较大的减水。如图 3.3.3.15 所示，在黄海范围内，有强的偏 N（尤其 NW）风场控制下，可导致整个黄海沿岸出现持续 2～3d 的强或特强负风暴潮（减水≥100cm 者）；苏北浅滩海域和航道水深较浅港口，可发生船舶搁浅或延迟重载船舶进出港口的负风暴潮灾害。

第四节　海平面*

一、引言

海平面，系指某一时间段内海面的平均值，有日均值、月均值、年均值或其他时间尺度内的海面平均值。这里所指的海平面是月均海平面。由于海面地形的存在，平均海平面与大地水准面并不完全重合，而是存在一定偏差。海平面可分为相对海平面和绝对海平面。研究海平面变化规律使用的数据资料，大致可分为两种：验潮站资料和卫星高度计资料。验潮站资料是以固定在陆地上的水准点为基准，测量得到的海面高度。由于这些水准点随地壳运动会有垂直升降，因此分析验潮站资料得到的是相对海平面。卫星高度计测量的是相对于理想地球椭球体而言的绝对海平面，它不受地壳运动（构造运动，下沉）的影响。相对海平面变化在区域性开发建设规划中，具有重要的应用价值；绝对海平面变化与气候变化密切相关，是当今海洋与气候研究中的重要内容。

高程基准是地面点高程的起算面，即海拔的概念；同时也是海图深度基准面的基准面。它既是测绘本身，同时又是国家的一项基本建设工作。一个国家或地区，必须确定一个统一的高程基准面。它是陆上测绘、海道测量，制图、防洪、防潮、海上航行、海岸带开发、地震监测、地壳升降等科学研究必要的基准。对从事生产建设、国防建设和科学研究都具有重大意义。

在"1985 国家高程基准"建立之前，全国共有十几个地方性的高程基准，各高程基准之间互相独立，且高程关系未知，对全国生产建设、国防建设和科学研究带来诸多不便，尤其是建设全国跨区域性的大项目，如南水北调，必须有一个全国统一的高程基准。因此，１９７６年全国一等水准布测会议提出，重新确定我国高程基准的研究任务。中国海洋大学陈宗镛领导的课题组接受了这一任务，历时 20 余年，主要经过三个单位、几代人的艰苦努力共同完成的。

所谓高程基准面，就是要确定出稳定且具有代表性的海平面，这就要求人们既要精确计算出沿海平均海面的空间分布，又要将潮位资料中把 2 小时到 18.61 年的各种振动消除掉。在充分分析各种海平面的计算公式基础上，计算得到的各种时间尺度的平均海面（把各主要分潮的影响消除以后），最终取 10 组 19 年的平均海面的平均值为海平面。与一等水准点布设和测量结合起来，在全面考虑沿海各验潮站的海平面空间分布的基准上，确立了"1985 国家高程基准面"。

1985 国家高程基准面，已被国家一等水准网测量平差所采用[6]。该高程基准面，是以 1952~1979 年青岛验潮站每小时潮位资料，经多种低通滤波器获得的青岛海平面值为 2.428m 和 2.429m。考虑到完整的年周期，取 1985 国家高程基准面为（从青岛验潮站水尺零点以上）2.429m。用 1980 年观测的中华人民共和国水准原点网，备用水准原点网共同平差，推算得到青岛国家水准原点高程为

* 编写人：左军成

72.260m。上述两者的关系如图 3.3.4.1 所示。

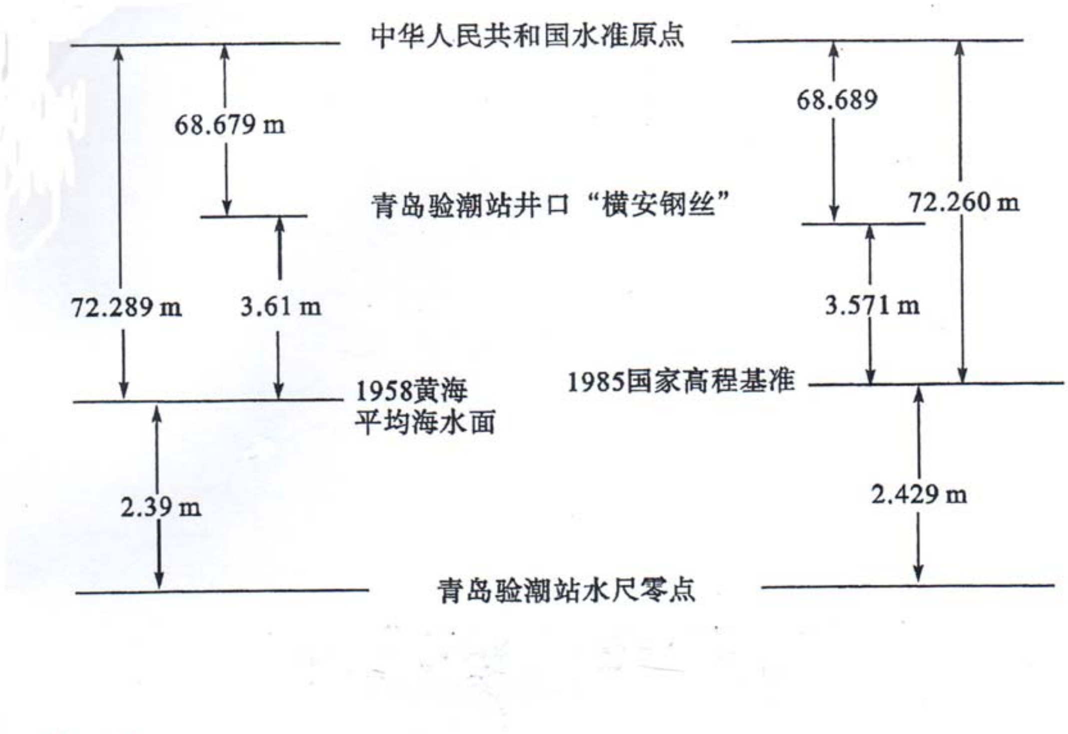


图 3.3.4.1 1985 国家高程基准面与国家水准原点关系示意图[109]

我国沿海海平面呈现为南高、北低的趋势。根据多年平均海面的计算结果，南北最大高度差为 70±10cm。各海区的平均值之间，南海北部比渤海与北黄海约高 60cm，比南黄海约高 50cm，比东海的约高 25cm。“1985 国家高程基准”比渤海与北黄海的约高 10cm，而比东海的低 25cm，比南海北部的约低 50cm；比我国整个沿海平均海面约低 20cm[109]。1985 国家高程基准面与我国大陆沿岸海平面之间的关系，如图 3.3.4.2 所示。

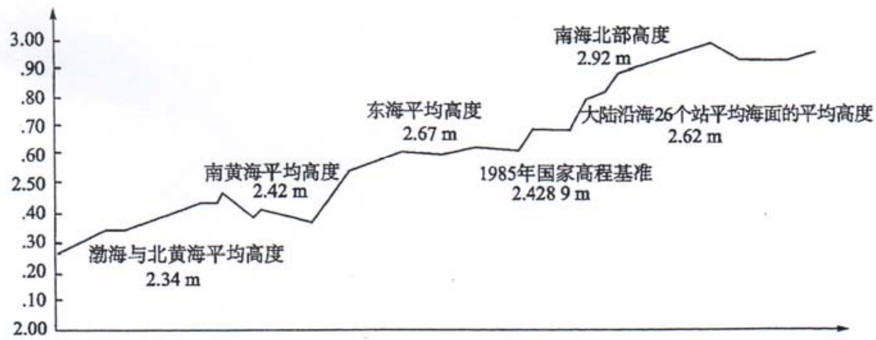


图 3.3.4.2 1985 国家高程基准面与我国大陆沿岸海平面的关系[109,108]（不包括大江河口处的验潮站）

二、季节变化

中国沿岸的海平面具有明显的季节变化。其水位变化的年较差是北大、南小，黄海的水位年较差为35-50厘米。

冬季月平均海面在黄海比多年平均海面低，大约低15-25厘米。夏季月平均

海面，在黄海比多年平均的高出20-25厘米，而总的形势是北高、南低。

出现最高水位的时间，整个海区自北向南依次递推。出现高水位的时间，南黄海在8、9月份，最高值在乳山口、连云港和长江口的高桥；出现低水位的时间在1、2月份。

厄尔尼诺对黄海海平面季节变化要较渤海的明显（图3.3.4.3）。黄海在1998年和2002年夏季都有小幅下降，下降约20cm。在时间位相上，1998年厄尔尼诺期间，1997年并没有感受到其影响，要较南海的晚。另外,在厄尔尼诺年的海平面变化振幅上都要普遍偏小,黄海在1998年的振幅只有20cm[103]。

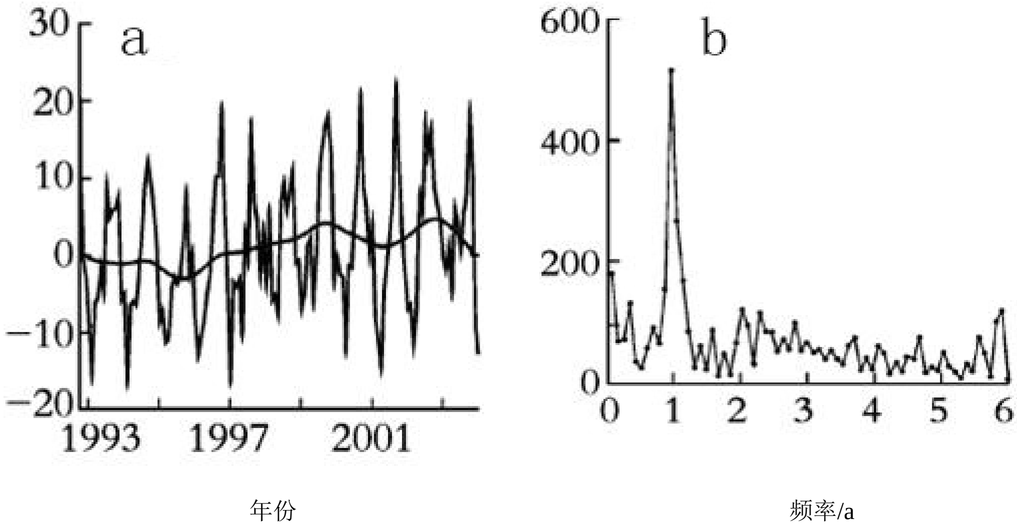


图 3.3.4.3: 黄海 1992 年 10 月～2004 年 1 月的海平面距平（a）和谱分析（b）[103]

黄海的海平面除有季节变化外，还有年际代变化和趋势变化。因掌握的资料有限，年际变化、年际代变化等记述省略。

三、变化机制讨论

1．季节变化

（1）季风影响

风是影响北黄海水位季节变化的主要因子。冬季是中国近海季风最强盛的季节, 海上一般以偏北风为主。在黄海，这种偏北季风的减水效应，使海平面降低大约 6-8 厘米。夏季东南季风, 影响东中国海。受季风的影响出现增水现象，夏季黑潮与季风海流基本一致，使得黄海出现高水位。

东中国海的近岸西边界窄带内 SSH 很高。沿中国沿岸的 SSH，从北而南存在位相滞后现象，这可以解释为两个方面的原因：大部分海域 SSH 在 9 月份高，而 3 月份低，这是由于海水热胀冷缩的原因，这起因于海表热通量的贡献。但在近陆架的边缘，SSH 在一月份高，而 7 月份低，这是季风输送的影响[104]，见图 3.3.4.4 和图 3.3.4.5。

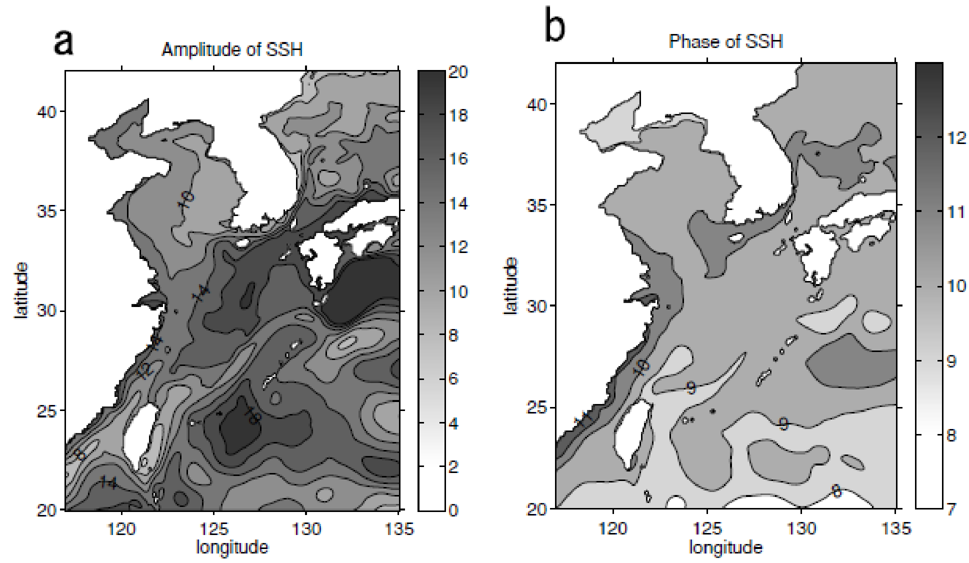


图 3.3.4.4: 由 JCOPE 模型模拟的海平面年变化值的振幅(a)与位相(b)[104]。
振幅的单位 cm，海平面最大值时的位相单位为月。

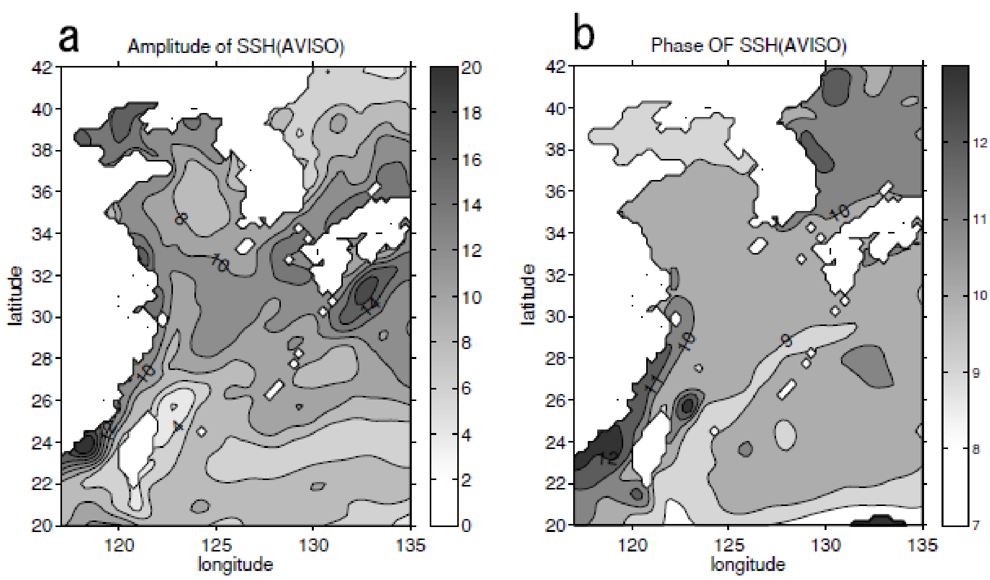


图 3.3.4.5:由 AVISO 卫星测高数据得出的海平面年变化值的振幅(a)与位相(b)[104]

（2）气压影响

静压也是影响北黄海海平面季节变化的主要因子，约占32.5%[110]。

冬季，由于高压系统的影响，东中国海气压分布明显地呈现北高、南低（1027-1010 毫巴）的趋势。静压效应则使海平面出现北低南高的分布规律,在黄海大约减低7-8cm。

夏季，东中国海气压分布虽然比较均匀，但仍然呈现出北低南高的趋势（1005-1008毫巴），静压效应使黄海海平面大约升高10cm。

（3）海水比容效应：

水温引起的比容海平面对水位季节变化的影响，在北黄海约占25.4%[110]。比容效应引起的黄海海平面变化，在冬季2月份大约为5-6cm；而夏季8月份，可使

海面升高4-7cm[105]。

（4）热带气旋影响海平面季节变化

包括黄海在内，整个中国东部沿海均位于热带气旋影响的危险海岸带范围内[106]。

2．长期趋势变化

江苏沿海，20世纪70年代中期到80年代中期，海平面变化与风场、气压场变化相吻合，两者具有明显的相关性[107]。

分析 1993～2003 年期间 T/P 观测资料得出，东中国海海平面和比容海平面平均增长速率为 4.93mm/a 和 3.18mm/a,比容海平面上升对总海平面上升的贡献达到 64.5%。热比容海平面上升速率平均为 1.88mm/a, 盐比容海平面平均为1.3mm/a。相对全球平均而言(盐比容效应近似为 0),黄海盐比容的作用较大,占总比容变化的 40% ,这主要是受长江径流的影响。海平面上升最快的区域是台湾的东、北侧海域,而比容海平面上升最快的区域是对马暖流区域（Yan M., et al., 2007）。

第四章　海浪*

海浪是发生在海洋中的一种海水波动现象。本章讨论的海浪是由风产生的波动，其周期为0.5s～25s，波长为几十厘米到几百米，波高一般为几厘米到20m，在罕见的情况下波高可达30m以上[14]。海浪的空间范围,一般为几百公里至上千公里；时间尺度为几小时至几天[112]。海浪影响区域，随大气扰动因子的移动而移动，因而一次波高大于3m以上的海浪过程，可影响北起渤海、黄海、东海、台湾海峡，南至南海北部、中部和南部海面，有时甚至遍及日本海、日本以南、台湾省以东洋面、巴士海峡和菲律宾附近海域。影响时间多达数天之久[112]。

海浪包括风浪、涌浪和近岸浪三种。

风浪是在风的直接作用下产生的水面波动。风浪中同时出现许多高低、长短不等的波，波面粗糙，波峰附近有浪花和大片泡沫，波峰线短。

涌浪是风停后或风速风向特变海区内留下的海浪和传出风区的海浪。具有较规则的外形，排列整齐，波面较平滑，波峰线长。

近岸浪是由外海的风浪或涌浪传到海岸附近时，受地形影响而改变波动性质的海浪。随着海水变浅，波速和波长减小，致使波峰线弯折而渐渐地和等深线平行。同时海浪遇到障碍会引起折射、绕射和反射而使波高发生变化。近岸浪的波峰前侧陡，后侧平，波面随水深变浅而变得不对称，直至倒卷破碎。波的破碎会使破碎处靠岸面的水位升高，而向海面的水位降低，形成离岸流。

在海浪传向海岸的传播过程中，随着质量、动量和能量的运输，并在地形影响下形成复杂的流系，称为近岸流。近岸流大致分布于海浪破碎处与海岸之间，其明显的特点是与海浪密切相关，有别于岸外大系统的流系。离岸流和沿岸流都对近岸的泥沙搬运和地形的变化有很大的影响,因而对海岸和近海建筑物有很大的破坏作用。

此外，在海洋上还经常遇到不同来源的波系（如风浪与涌浪，或另一系统的涌浪）叠加而形成的海浪，称为混合浪[112]。

---

* 编写人：许富祥

黄海西临山东半岛和苏北平原，西北侧与渤海沟通；东边是朝鲜半岛；北端是辽东半岛；南与东海相连。是一个半封闭性海域。黄海面积 38 万平方公里，平均水深 45.3m，最大水深为 140 米。

黄海属暖温带半湿润季风气候。冬季强冷空气，春、秋两季温带气旋，夏季台风，都能引起波高大于 4m 至 6m 的巨浪和狂浪。黄海波高 6m 以上的灾害性海浪的次数较多，年平均为 5.9 次（在 25 年（1966～1990nian，下同）中，寒潮浪 81 次，气旋浪 45 次，台风浪 22 次）[114]。成山头外的黄海中部，出现狂浪时容易发生海难。

冬季，强冷空气与黄海南部的气旋共同影响，可形成偏北向至东北向波高为 4m～6m 的巨浪和狂浪，常造成黄海严重的海浪灾害。1989 年 10 月 31 日，黄海气旋大风突发，渤海海峡和黄海北部的风力达 8 级～10 级，该海域形成波高 6m 到 8m 的狂浪区。狂风、巨浪持续 6 小时。使上海港务局 4800 多吨“金山轮”运煤船，沉没在山东省龙口市以北的海域，船上 34 名船员全部遇难。台湾“茂林”号渔轮（600 匹马力），沉没于石岛东南海域，8 名船员全部遇难。1990 年 4 月 30 日 20 时，受山东半岛突发性气旋影响，渤海海峡、黄海北部造成波高 4m 到 6m 的巨浪和狂浪区。5 月 1 日，石岛海洋站测到风速 21m/s 的大风。有效波高 3.3m 的大浪。巨浪持续 7～20 小时。山东省荣成市海带养殖受灾 4000 多公顷，沉没、损毁渔船 135 艘、死亡渔民 22 人，损坏网具 53800 多副，冲毁码头 363m，直接经济损失 2.84 亿元[111]；长岛县海产养殖受灾 6000 多公顷，占养殖总面积 45%，沉没、损毁渔船 70 多艘。8 艘船冲上岸边，全部报废；冲毁码头 3 处、防波堤 60 多 m，直接经济损失 6000 多万元[111]。1999 年 11 月 24 日，受较强冷空气影响，黄海北部出现 3m 到 4m 的大浪和巨浪，山东省烟台市“大舜号”客货两用滚装船，从大连开往烟台时，被大浪推翻沉没，死亡、失踪 280 人[1)]。1983 年 4 月 25 日、2003 年 10 月 11 日至 14 日和 2007 年 3 月 3 日至 5 日，三次强冷空气与温带气旋共同引起的海浪过程，造成渤海湾、莱州湾及山东半岛北部沿海特大海浪灾害[1)]。

夏季，登陆北上的台风，形成波高 4m 至 8m 的巨浪和狂浪，常造成黄海沿岸地区严重的海浪灾害。1985 年 8 月 18 日 20 时，8509 号台风在连云港再次入海，

[1)] 国家海洋局海洋环境预报中心，我国近海历史海浪灾害调查报告. 2009

至8月19日20时登陆辽东半岛的24小时内，黄海一直持续6m以上狂浪区。19日02时登陆青岛时，黄海出现8m狂浪区。小麦岛海洋站观测到11m的最大波高和32m/s（12级）的最大风速。19日17时，台风经过山东半岛在龙口再次入渤海，渤海海峡观测到7.5m的最大波高和28m/s（11级）的最大风速。这次海浪过程，青岛市因灾死亡（失踪）29人，重伤368人，损毁海堤1240m，损坏渔船1490艘，直接经济损失5亿元 2)。大连市沿海地区冲毁海堤294处，损坏水利工程597处，损坏渔船457艘，死亡63人，失踪37人 1)。上世纪80年代以来，黄海遭到8114、8211、8509、9216、9711、0509台风浪的袭击，致使江苏省、山东省沿海海上和沿岸近海渔业生产、交通运输、港口码头、盐业生产等造成巨大经济损失和人员伤亡事件 1)。无数事实表明，海浪对海上航行的船舶、水产养殖设施、港口码头、渔业捕捞、油气开发、滨海旅游、海上作业、海上军事活动等都带来极大的危害。及时了解和掌握海浪的时空分布和变化规律，保障海上与沿海经济发展、人民生命财产安全，做好防灾、减灾工作，具有十分重要的意义。

第一节　海浪的波候特征

本节仅描述黄海海浪的波向、波高和周期等要素的分布与变化，即海浪的多年平均状况——波候特征[23]。波向指波浪的来向，与风向的涵义相同。为了说明黄海的波候特征，以2月、5月、8月和11月，分别表示冬季、春季、夏季和秋季的代表月,分析四季的海浪分布变化状况。

一、风浪向和涌浪向

根据文献[26]提供的统计资料,编制黄海盛行风浪向（表 3.4.1.1）和盛行涌浪向（表3.4.1.2）频率分布一览表，说明本海域风浪向和涌浪向的季节变化。

1、盛行风浪向

表3.4.1.1、黄海四季代表月的盛行风浪向频率(%)分布[26]

海区名 ＼ 项目 ＼ 月份	2月	5月	8月	11月

2) 国家海洋局海洋环境预报中心，北部海域海浪灾害调查报告.2009

黄海北部 37-39°′N 121-123° E	最多	浪向	N	S	SE	N
		频率	28	23	20	23
	次多	浪向	NW	SE	S	NW
		频率	24	18	19	18
黄海北部 37-39°′N 123-125° E	最多	浪向	N	SW	S	N
		频率	37	24	21	29
	次多	浪向	W	S	E	W
		频率	24	23	18	11
黄海中部 35-37°′N 121-123° E	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	34	29	29	26
	次多	浪向	NW	SW	SE	NW
		频率	20	14	17	16
黄海中部 35-37°′N 123-125° E	最多	浪向	NW	S	S	N
		频率	22	22	30	46
	次多	浪向	SW	NW	SE	NW
		频率	15	15	21	17
黄海南部 33-35°′N 120-122° E	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	32	23	24	27
	次多	浪向	NW	SE	SE	NW
		频率	18	17	22	14
黄海南部 33-35°′N 122-124° E	最多	浪向	NW	S	SE	NW
		频率	36	24	20	31
	次多	浪向	N	SE	N	N
		频率	15	23	17	30
黄海南部 33-35°′N 124-126°	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	35	21	25	30
	次多	浪向	NW	SE	SE	NE
		频率	18	19	22	15

资料年限：1968-1982 年

表 3.4.1.1 中的结果，显示了黄海风浪向具有如下变化特征。

冬季，黄海北部西侧海域、东侧海域和中部西侧海域，最多风浪向都为北向，频率为 28%～37%；黄海北部西侧海域和中部西侧海域次多风浪向都为西北向，频率为 20%～24%；黄海北部东侧海域，次多风浪向为西向，频率为 24%。黄海中部东侧海域和黄海南部海域，最多风浪向为西北向和北向，频率在 22%～35%之间；次多风浪向为西北向和北向，频率在 15%～18%之间。唯有黄海中部东侧海域，次多风浪向为西南向，频率为 15%。

春季，黄海北部东侧海域以西南向风浪居多外，黄海其余海域最多风浪向皆为南向，频率在 21%～24%之间。次多风浪向比较分散，黄海北部海域次多风浪

向为东南向和南向，频率分别为 18%和 23%；黄海中部海域次多风浪向为西南向和西北向，频率分别为 14%和 15%；黄海南部海域次多风浪向为东南向，频率为 17%～23%。

夏季，黄海受来自太平洋东南季风的影响明显。黄海风浪向以南向和东南向为主，南向和东南向风浪的频率在 20%～30%之间，偏南向风浪的总频率在 50%左右。

秋季，黄海的最多风浪向已转为偏北向，北向风浪频率在 23%～46%之间；次多风浪向为西北向、西向和东北向，频率分别为 16%～18%、11%和 15%。

2、盛行涌浪向

表 3.4.1.2、黄海四季代表月的盛行涌浪向频率(%)[26]

海区名 \ 项目 \ 月份			2 月	5 月	8 月	11 月
黄海北部 37-39°N 121-123° E	最多	浪向	N	SE	SE	NW
		频率	37	28	23	27
	次多	浪向	NE	S	S	N
		频率	13	21	22	19
黄海北部 37-39°N 123-125° E	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	35	32	44	28
	次多	浪向	SW	N	N	W
		频率	20	29	17	14
黄海中部 35-37°N 121-123° E	最多	浪向	N	S	S	N
		频率	33	29	34	30
	次多	浪向	NE	N	SE	NW
		频率	17	16	24	17
黄海中部 35-37°N 123-125° E	最多	浪向	NE	SW	S	N
		频率	19	16	51	33
	次多	浪向	N	SE	N	NW
		频率	15	14	17	21
黄海南部 33-35°N 120-122° E	最多	浪向	N	SE	SE	N
		频率	33	24	28	32
	次多	浪向	NE	S	S	NE
		频率	19	20	21	19
黄海南部 33-35°N 122-124° E	最多	浪向	N	SE	S	NW
		频率	25	24	340	35
	次多	浪向	NW	N	N	N
		频率	23	20	21	31
黄海南部 33-35°N 124-126°	最多	浪向	N	S	SE	N
		频率	38	25	30	35
	次多	浪向	NE	SE	S	NE

		频率	15	20	23	24

资料年限：1968-1982 年

从表 3.4.1.2 中看出，黄海涌浪向的分布特征如下。

冬季，黄海最多涌浪向为北向为主；只有黄海中部东侧海域最多涌浪向为东北向，频率为 25%～38%。次多涌浪向比较分散，以东北向较多，其次是北向、西北向和西南向，东北向涌浪频率为 13%～19%之间，北向、西北向和西南向涌浪频率分别为 15%、23%和 20%。

春季，黄海最多涌浪向以偏南向为主。其中：黄海北部海域为东南向和南向，频率分别为 28%和 32%；黄海中部海域为南向和西南向，频率分别为 29%和 16%；黄海南部海域为东南向和南向，频率分别为 24%和 25%。黄海的次多涌浪向比较分散：黄海北部海域的次多涌浪向为北向和南向，频率分别为 21%和 29%；黄海中部海域的次多涌浪向为北向和东南向，频率分别为 16%和 14%；黄海南部海域的次多涌浪向为南向、北向和东南向，频率皆为 20%。

夏季，黄海的最多涌浪向为南向和东南向，频率分别为 34%～51%和 23%～30%。黄海的次多涌浪向为南向、北向和东南向，频率分别为 21%～23%、17%～21%和 24%。

秋季，黄海北部海域的最多涌浪向为西北向和北向，频率分别为 27%和 28%；次多涌浪向为北向和西向，频率分别为 19%和 14%。黄海中部海域的最多涌浪向为北向，频率为 30%～33%；次多涌浪向为西北向，频率为 32%左右。黄海南部海域的最多涌浪向为北向和西北向，频率分别为 32%～35%和 35%；次多涌浪向为东北向和北向，频率分别为 19%～24%和 31%。

二、风浪波高和周期的季节变化[23]

冬季（2 月），黄海风浪波高分布大致与海区岸线平行，1.5m 等波高线呈一舌状由黄海南部向北延伸，并西进到渤海海峡附近，有些类似黄海的高温水舌或高盐水舌，文献[112]称其为“高波水舌”。高波舌状内侧波高大于 1.5m，即海区中央波高为 1.5m 以上，济州岛周围海区风浪波高达 1.75m，是冬季黄海海区风浪的高值中心。黄海风浪波高在 0.9m～1.9m 之间，最大波高为 5.0m～8.0m。其中：黄海北部海域风浪波高为 0.9m～1.2m，最大波高为 5.0m～7.0m。黄海中部海域风浪波高为 0.7m～1.5m，最大波高为 6.0m～7.0m。黄海南部海域风浪波高为 1.0m～1.9m，最大波高为 6.0m～8.0m。黄海风浪周期在 2.0s～7.0s 之间，

高值中心在黄海南部西侧海州湾外海。黄海北部海域风浪周期为 3.2s～5.1s，最大周期为 8.0s～11.0s；黄海中部海域风浪周期为 2.0s～4.8s，最大周期为 9.0s～11.0s；黄海南部海域风浪周期为 3.8s～7.0s，最大周期为 11.0s。

春季（5 月），黄海的风浪波高在 0.5m～1.5m 之间，基本上由北往南逐渐递增，最大波高为 5.0m～7.5m。其中：黄海北部风浪波高为 0.5m～1.0m，最大波高为 7.3m；黄海中部风浪波高在 0.6m～1.5m，最大波高为 5.0m～7.3m；黄海南部风浪波高在 1.0m～1.5m，最大波高为 5.0m～7.5m。济州岛附近海域风浪波高较大。黄海的风浪周期在 2.0s～4.1s 之间，最大周期为 8.0s～11.0s。其中：黄海北部风浪周期为 2.7s～3.3s，最大周期为 10.0s～11.0s；黄海中部风浪周期为 2.0s～3.2s 之间，最大周期为 9.0s～11.0s；黄海南部风浪周期为 3.0s～4.1s，最大周期为 8.0s～11.0s。

夏季（8 月），黄海的风浪波高为 0.5m～1.0m，比冬季的略有下降。最大波高为 5.0m～8.0m。其中：黄海北部和中部的风浪波高均为 0.5m～1.0m，最大波高分别为 5.0m 和 5.0m～6.0m；黄海南部的风浪波高为 1.0m，最大波高为 5.0m～8.0m。黄海的风浪周期在 2.0s～4.5s 之间。其中：黄海北部和中部的风浪周期分别为 2.5s～3.5s 和 3.0s～3.9s；黄海南部的风浪周期为 2.0s～4.5s，最大周期为 8.0s。

秋季（11 月），黄海的风浪波高在 0.7m～1.5m 之间，最大波高为 5.0m～7.5m。其中：黄海北部风浪波高为 0.7m～1.3m，最大波高为 7.5m；。黄海中部和南部的风浪波高皆为 1.0m～1.5m，最大波高分别为 7.0m～8.0m 和 5.0m～7.5m。黄海的风浪周期在 2.7s～4.8s 之间，最大周期为 8.0s～9.0s。其中：黄海北部风浪周期为 2.7s～4.1s；黄海中部和南部的风浪周期为 2.8s～3.7s 和 3.0s～4.8s；最大周期皆为 8.0s～9.0s。

三、涌浪波高和周期的季节变化[23]

冬季（2 月），黄海涌浪波高在 0.4m～2.0m 之间，最大涌高为 5.0m～6.0m。其中：黄海北部涌浪波高为 0.4m～1.5m，最大涌高为 5.0m；黄海中部涌浪波高为 0.7m～2.0m，最大涌高为 6.0m；黄海南部涌浪波高为 1.0m～1.5m，最大涌高为 6.0m。黄海的涌浪周期在 2.3s～6.0s 之间，最大涌周期为 9.0s～14.0s。其中：黄海北部涌浪周期为 2.9s～5.3s，最大涌周期为 9.0s～11.0s；黄海中部涌

浪周期为 2.3s～5.5s，最大涌周期为 9.0s～12.0s；黄海南部涌浪周期为 5.0s～6.0s，最大涌周期为 12.0s～14.0s。

春季（5 月），黄海涌浪波高在 0.5m～1.5m 之间，最大涌高为 5.0m～6.0m。其中，黄海北部涌浪波高为 0.5m～1.0m，最大涌高为 5.0m；黄海中部涌浪波高为 0.5m～1.0m，最大涌高为 5.0m～6.0m；黄海南部涌浪波高为 1.0m～1.5m，最大涌高也为 5.0m～6.0m。黄海的涌浪周期在 2.3s～5.0s 之间，最大涌周期为 8.0s～14.0s。其中：黄海北部涌浪周期为 2.3s～3.3s，最大涌周期为 8.0s～13.0s；黄海中部涌浪周期为 2.6s～5.0s，最大涌周期为 9.0s～14.0s；黄海南部涌浪周期为 3.6s～5.0s，最大涌周期为 8.0s～13.0s。

夏季（8 月），黄海涌浪波高在 0.3m～2.0m 之间，最大波高达 5.0m～7.5m。其中：黄海北部涌浪波高为 0.3m～1.0m，最大涌高为 5.0m；黄海中部涌浪波高为 0.9m～1.1m，最大涌高为 5.0m～7.0m；黄海南部涌浪波高为 1.0m～2.0m，最大涌高也为 6.0m～7.5m。黄海的涌浪周期在 3.2s～6.0s 之间，最大涌周期为 9.0s～14.0s。其中：黄海北部涌浪周期为 3.2s～4.0s，最大涌周期为 9.0s～13.0s；黄海中部涌浪周期为 3.6s～6.0s，最大涌周期为 10.0s～12.0s；黄海南部涌浪周期为 3.7s～6.0s，最大涌周期为 10.0s～14.0s。

秋季（11 月），黄海涌浪波高在 0.4m～3.0m 之间，最大涌高 5.0m～7.0m。其中：黄海北部涌浪波高为 0.4m～1.1m，最大涌高为 5.0m；黄海中部涌浪波高为 1.0m～3.0m，最大涌高为 5.0m～7.0m；黄海南部涌浪波高为 1.0m～1.7m，最大涌高为5.0m～7.0m。黄海的涌浪周期在2.5s～6.0s之间，最大涌周期为9.0s～14.0s。其中：黄海北部涌浪周期为 2.5s～3.3s，最大涌周期为 10.0s～11.0s；黄海中部涌浪周期为 3.1s～4.0s，最大涌周期为 9.0s～14.0s；黄海南部涌浪周期为 5.0s～6.0s，最大涌周期为 11.0s～14.0s。

四、平均波高和最大波高的季节变化

根据文献[23]提供的统计资料，编制黄海代表方区逐月波高分布一览表（表 3.4.1.3）。

表 3.4.1.3　黄海代表方区逐月波高分布[23]

海区名 \ 项目 \ 月份		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
黄海中部 35-37°N 121-123° E	平均波高	1.5	1.5	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.5	1.5
	最大波高	7.5	7.0	7.0	6.0	7.3	7.5	7.5	5.0	7.5	9.0	8.0	7.5
黄海南部 33-35°N 121-123° E	平均波高	2.0	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.5	1.5	2.0
	最大波高	8.0	8.0	7.5	7.3	7.5	7.5	7.5	8.0	7.5	15.0	7.5	8.0

资料年限：1968-1982 年，单位:m

表 3.4.1.3 中黄海逐月波高具有以下分布特征。

黄海月平均波高在 0.5m～2.0m 之间，变化幅度比渤海的大些。其中黄海北部月平均波高在 0.5m～1.5m 之间。12 月至翌年 2 月，波高较大，其值为 1.1m～1.5m；5 月～8 月波高较小，其值为 0.5m～0.6m，年变幅在 0.6m～0.9m 之间。黄海北部西侧月平均波高又比黄海北部东侧海域的略大。黄海中部月平均波高在 1.0m～1.8m 之间，冬季的波高较大，为 1.3m～1.8m；其余月份的波高较小，其值为 1.0m 左右。黄海南部月平均波高在 1.0m～2.0m 之间，冬季波高为 1.5m～2.0m，其余月份的波高为 1.0m～1.4m。

黄海历年最大波高在 5.0m～9.0m 之间。其中：黄海北部最大波高为 5.0m～8.0m；黄海中部最大波高为 5.0m～9.0m；黄海南部最大波高为 5.0m～8.0m。最大波高都出现在 6 月至 10 月台风活动期和 11 月至翌年 3 月强冷空气活动期。

五、平均周期和最大周期的季节变化

根据文献[23]提供的统计资料,编制黄海逐月周期分布一览表(表 3.4.1.4)。

表 3.4.1.4　黄海代表方区逐月周期分布[23]

海区名 \ 项目 \ 月份		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
黄海中部 35-37°N 121-123° E	平均周期	4.3	4.0	3.9	3.3	3.2	3.2	3.3	4.4	3.0	4.7	4.0	4.9
	最大周期	12.0	12.0	13.0	14.0	14.0	14.0	14.0	12.0	14.0	14.0	14.0	14.0
黄海南部 33-35°N 121-123° E	平均周期	6.0	5.0	6.0	4.7	5.0	3.5	5.0	5.1	6.0	5.3	6.0	7.0
	最大周期	13.0	14.0	12.0	13.0	13.01	14.0	13.0	14.0	13.0	13.0	14.0	14.0

资料年限：1968-1982 年，单位:s

表 3.4.1.4 表明，黄海逐月周期分布特征如下。

黄海月平均周期在 2.3s～7.0s 之间。变化幅度比渤海的要大。其中：黄海北部月平均周期为 2.3s～5.4s；黄海中部月平均周期为 2.9s～5.0s；黄海南部月平均周期为 3.3s～7.0s。

黄海历年最大周期在 8.0s～14.0s 之间。其中：黄海北部最大周期为 8.0s～14.0s；黄海中部最大周期为 10.0s～14.0s；黄海南部最大周期为 11.0s～14.0s。黄海的最大周期有由北往南逐渐增大的趋势。

第二节　几种天气系统影响下的海浪分布

黄海属于暖温带半湿润季风气候。受季风影响，冬季强冷空气，春、秋两季温带气旋，夏季台风，都能造成波高大于 4m 的海浪场。形成黄海灾害性海浪的主要天气系统有以下四类：一是冷高压型；二是冷高压与气旋配合型；三是气旋型；四是台风型[113]。

一、冷高压型海浪场

冬季，当西伯利亚或蒙古冷高压形成东移时，地面天气图上只有一条西南-东北走向的冷锋经过黄海。造成黄海北到东北向大风，这时黄海会形成 4m 以上的海浪场。冷高压型海浪场分布特点：波高 4m 以上的巨浪中心，一般出现在冷锋附近，巨浪中心区最大波高一般达 4m～8m，极值可达 9.0m。根据 1976～1985 年资料统计[113]，黄海由冷高压引起的波高≥4m 海浪的频率为 12.2%，相当于年平均 45d。

二、气旋型海浪场

中国近海一年四季都受气旋影响，尤其是渤海、黄海、东海更是如此。温带气旋的强度与季节有关。初春、秋末和隆冬季节气旋入海后，气旋后部有自大陆南下入海的冷高压配合，前部和东南部有海上副热带高压配合，北部有高纬度高压配合，形成 3 个风区。所以气旋型海浪场特点：冷锋后的西北风区以风浪为主，冷锋前的西南风区和暖锋前的偏东风区，以涌浪和风浪并存的混合浪为主。

在渤海、黄海、东海，最强的气旋引起的海浪中心区的最大波高为 6m～9m，中等强度气旋的最大波高为 4m～6m，较弱的气旋的最大波高为 2m～4m。

影响中国近海的气旋主要有：1）东北低压。东北低压虽然大部分都在陆地上移动，并不在海上活动，但在其移动发展过程中，无论暖区中的偏南大风，还是冷锋后的北-东北大风，都会在渤海、黄海形成波高 3m～5m 的海浪。因为东北平原和辽东湾至渤海湾的地形，都是东北-西南向的带状结构，加上东北低压东南部和西北部常有高压与它配合的缘故。2）渤海气旋和黄海气旋。气旋一般从渤海或黄海移到日本海，由于此类气旋在海上时间短，形成的海浪不大，但浪区具有形成快、移动快的特点，具有突然爆发和突然增强的隐患，给及时正确预报带来困难。3）江淮气旋。气旋从黄海南部移到日本海，此类气旋入海前常与海上副热带高压配合，暖锋前的偏东风，就能形成波高 3m～5m 的偏东向海浪。4）东海气旋。此类气旋冬季冷锋后的西北向海浪，大于暖锋前的西南向海浪。夏季则以冷锋前的西南向海浪和暖锋前的偏东向海浪为主。

受东北低压、渤海气旋、黄海气旋、江淮气旋和东海气旋的影响，黄海常常形成波高 4m 以上的灾害性海浪，浪场中心区最大波高一般在 4m～8m 之间。根据 1976～1985 年资料统计[113]，黄海由气旋引起波高≥4m 海浪过程的频率为 4.2%，相当于年平均 15d。

三、冷高压与气旋配合型海浪场

这类天气系统主要出现在初春、秋末和隆冬季节。发展强烈的气旋与冷高压配合，在北纬 30 度以北海域常常形成波高 4m 以上的海浪场，浪区中心最大波高可达 10m，仅次于台风形成的海浪场。根据 1976～1985 年资料统计[113]，黄海由冷高压与气旋配合引起的波高≥4m 海浪频率为 4.7%，相当于年平均 17d。

四、台风型海浪场

台风是热带海洋上一种强烈的大气涡旋(热带风暴、强热带风暴和台风)，台风的风力很强，大风范围大，能形成很大的海浪。虽然黄海受台风影响机率较小，但危害很大。根据 1976-1985 年资料统计[113]，黄海由台风引起波高≥4m 海浪过程的频率为 1.8%，相当于年平均 6d。台风型海浪场经常造成黄海重大或特大海洋灾害。

第三节　黄海异常严重海浪灾害的实例分析

这里讲的黄海异常严重海浪灾害实例，系指造成黄海重大和特大海浪灾害的实例而言。如上所说，造成黄海重大和特大的海浪灾害，主要由台风、温带气旋、强冷空气（寒潮）等天气系统所引起的。下面将分别进行叙述。

一、异常严重台风型海浪灾害分析

（一）.8114 号强台风

1、8114 号强台风概况

1981 年 8 月 27 日 20 时，8114 号台风在菲律宾东部洋面生成，生成时中心附近最大风速 20m/s。28 日 14 时加强为强热带风暴，29 日 14 时加强为台风，中心最大风力 35m/s，30 日 14 时加强为强台风。8 月 30 日 14 时至 9 月 1 日 13 时，为 8114 号台风最强盛的阶段，中心附近最大风力从 35m/s 增强到 45m/s，中心气压为 950hPa。9 月 1 日 14 时减弱为台风，中心风力为 33m/s；9 月 2 日 08 时江苏外海减弱为强热带风暴，中心附近最大风力 30m/s，中心气压为 975hPa。直至 9 月 4 日 02 时，台风穿过对马海峡进入日本海，中心附近最大风力 25m/s，中心气压为 985hPa。台风移动路径如图 3.4.3.1 所示。

2、8114 号台风浪概况

8114 号台风影响我国近海期间，在东海和黄海形成 6m～10m 灾害性海浪达 5 天之久。在 8114 号台风最为强盛的阶段，台风中心经过的海域均出现 10m～12m 的狂涛区；9 月 1 日 14 时减弱为台风，中心附近海域仍维持 9m～10m 的狂涛区（见图 3.4.3.2～图 3.4.3.4）。2 日 02 时在江苏外海再次减弱为强热带风暴，黄海中部、南部海域仍维持 6m～8m 的狂浪区；直至 4 日 02 时，8114 号台风登陆朝鲜半岛进入日本海，黄海和江苏沿海仍维持 4m～5m 的巨浪区。



图 3.4.3.1. 8114 号台风路径[1)]

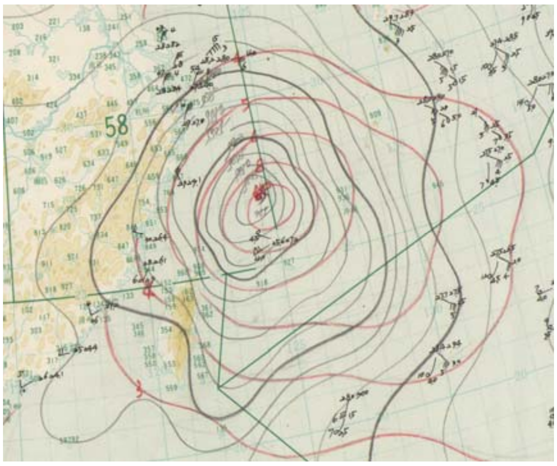


图 3.4.3.2.　1981 年 8 月 31 日 08 时，黄海及其邻近海域海浪实况

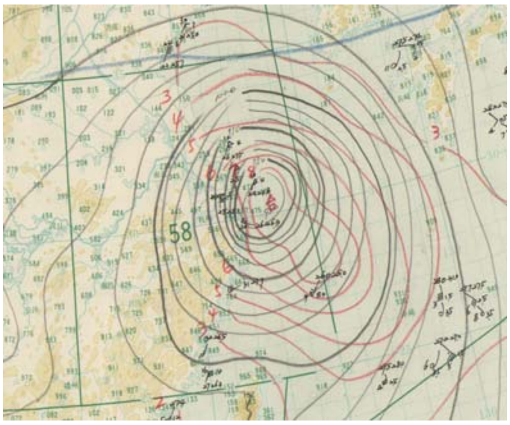


图 3.4.3.3 1981 年 9 月 1 日 08 时，黄海及其邻近海域海浪实况

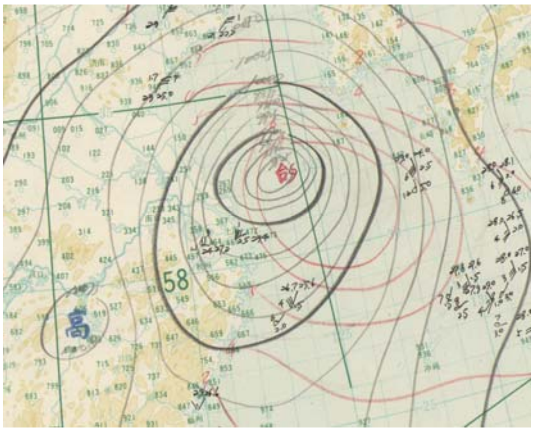


图 3.4.3.4　1981 年 9 月 2 日 08 时，黄海及其邻近海域海浪实况

3、8114 号台风浪灾害概况

8114 台风影响我国近海期间，导致上海市、江苏省沿海造成特大海洋灾害。据不完全统计，浙江、上海、江苏沿海地区受淹农田 20.73 万公顷，房子倒塌 733 间，损坏 1419 间，厂房倒塌 129 间，死亡 52 人，伤 103 人[111]，江堤海塘被毁 2000 处、长 300km，1.4km 堤坝冲垮。

4、8114 号台风浪灾害天气形势特点及海浪特征

通过对 8114 号台风浪特大海浪灾害的天气形势及海浪特征分析，获得以下几点初步认识。

A.该台风特点有三：(1)8114 台风在海上持续时间长。自 8 月 27 日生成直到 9 月 4 日 02 时穿过对马海峡进入日本海，在海面持续 9d 时间。(2）台风强度强。该台风是沿海岸线北上影响东海和黄海最强的台风。8 月 30 日 14 时至 9 月 1 日 13 时，8114 号台风为最强盛的阶段，中心附近最大风力从 35m/s 增强到 45m/s，中心气压为 950hPa。(3）台风移动速度慢。台风于 30 日 02 时进入东海，到 9 月 4 日 02 时穿过对马海峡进入日本海，在东海和黄海南部持续 6d 时间。

B. 8114 号台风浪特征：(1）台风浪强度强。东海和黄海出现波高 8m～12m 的狂浪和狂涛区，浙江、上海、江苏沿岸海域出现最大波高 6.0m 和 8.0m 的狂浪。(2）台风浪持续时间长。波高 6m～8m 和 10m～12m 的狂浪和狂涛时间长，波高 6m 台风浪持续 6 天时间。(3）台风浪影响范围大。台风引起的 6m～8m 的狂浪影响范围大，造成浙江、上海、江苏遭受巨大的经济损失和人员伤亡。(4）受灾时间为 8 月 30 日至 9 月 4 日之间，正值年天文大潮期。这些都是造成特大海洋灾

的主要原因。

(二).0509 号“麦莎”强台风

1、0509 号“麦莎”台风概况

2005 年 7 月 31 日 20 时，0509 号“麦莎”台风在菲律宾以东洋面生成，生成时中心附近最大风速 20m/s。8 月 3 日 2 时加强为台风，中心气压 975hPa，中心附近最大风力 35m/s。4 日 20 时加强为强台风，中心气压 950hPa，中心附近最大风力 45m/s。4 日 20 时至 6 日 18 时，0509 号“麦莎”台风为最强盛的阶段，中心附近最大风力为 45m/s，中心气压为 950hpa。8 月 6 日 03 时 40 分在浙江玉环县登陆，登陆时中心气压为 950hpa，中心最大风力达 12 级以上（45m/s）；7 级大风半径为 600km，10 级大风半径为 200km。“麦莎”登陆后，强度有所减弱，6 日 08 时中心气压为 970hPa，中心附近最大风力 35m/s。7 日 02 时进入安徽省东南部，并减弱为热带风暴。7 日 14 时移入江苏省，8 日 02 时进入山东，中心气压 993hPa，中心附近最大风力 25m/s。8 日 17 时进入莱州湾后向北偏东方向移动，9 日 02h 在渤海减弱消失。台风移动路径见图 3.4.3.5[1)]。

2、0509 号“麦莎”台风浪概况

0509 号“麦莎”台风影响我国近海期间，先后在台湾省以东洋面、东海、黄海形成 8m～12m 的狂浪和狂涛区，渤海形成 4m～6m 的巨浪和狂浪区（见图 3.4.3.6～图 3.4.3.7[1)]）。东海和黄海出现 6m～12m 灾害性海浪天数达 5 天之久。

东海 18 号浮标（27.5° N，122.53° E）实测有效波高 6.7m，最大波高 13.6m；东海 9 号浮标（29.5° N，124° E）实测有效波高 8.6m，最大波高 12.9m（见图 3.4.3.8[3)]）。朱家尖海洋站实测最大波高 9.0m[4)]，南麂海洋站实测最大波高 5.5m[4)]；嵊山海洋站实测最大波高 6.0m[4)]，小麦岛海洋站实测最大波高 5.5m[2)]，成山头海洋站实测最大波高 5.4m[2)]，北隍城海洋站实测最大波高 3.1m[2)]，老虎滩海洋站实测最大波高 4.0m[2)]。

[3)] 国家海洋局东海预报中心，江苏省和上海市海浪灾害现场调查报告.2009
[4)] 浙江省海洋监测预报中心，浙江省海浪灾害现场调查报告.2009



图 3.4.3.5　0509 号台风路径

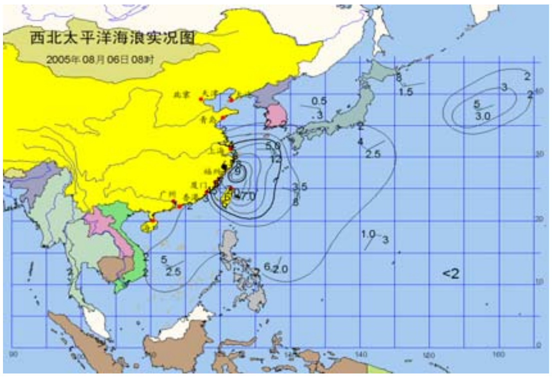


图 3.4.3.6 2005 年 8 月 6 日 08 时，东海、黄海的海浪实况



图 3.4.3.7 2005 年 8 月 8 日 08 时，东海、黄海的海浪实况

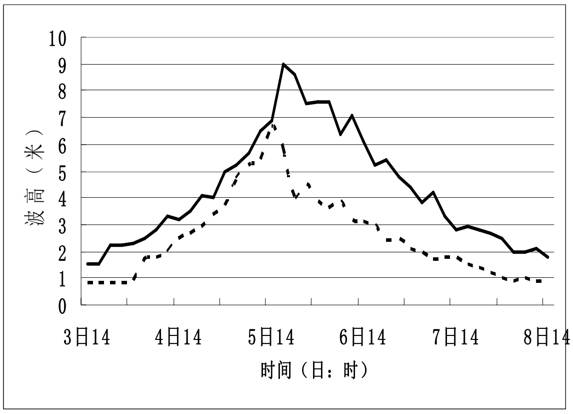


图 3.4.3.8 东海 9 号浮标（实线）、18 号浮标（虚线）有效波高过程曲线

3、0509 号“麦莎”台风浪灾害概况

受 0509 号“麦莎”台风引起的海浪袭击，造成浙江省、上海市、江苏省、山东省、天津市、河北省、辽宁省，直接经济损失 35.19 亿元，死亡 7 人 1) 的特大海洋灾害。其中：浙江省海洋水产养殖损失 7.86 万吨，受损面积 23.28 万公顷；损坏水产加工厂房 130 间；损毁海堤 11.02 公里；沉没损毁船舶 1790 艘，直接经济损失 15.69 亿元 1)。上海市直接经济损失 13.58 亿元，死亡 7 人[11]。江苏省连云港、赣榆、灌云、东台、大丰、响水、滨海、射阳等县市受灾人口 4.2 万人，农作物受灾面积 330 公顷，海洋水产养殖损失 0.43 万吨，受损面积 0.82 万公顷；损毁房屋 17 间，损毁船舶 21 艘，直接经济损失 1.47 亿元 1)。山东省日照市海洋水产养殖损失 217.3 公顷，损毁防潮堤 5 处、总计 0.3 公里，损毁船舶 2 艘；滨州市沾化县海洋水产养殖损失 0.5 万公顷；无棣县海洋水产养殖损失 800 公顷，损毁防潮堤 10 公里，直接经济损失 0.94 亿元 1)。河北省黄骅市、海兴县等沿海县市受灾人口 0.64 万，农作物受灾面积 0.42 万公顷，海洋水产养殖损失 0.11 万公顷，损毁房屋 398 间，损毁船舶 4 艘，损毁防潮堤 0.15 公里，损毁海洋工程闸涵 442 座，扬水站 24 座，直接经济损失 0.92 亿元 1)。天津市直接经济损失 2.2 亿元 1)，受灾人口 32.2 万，农作物受灾面积 6.67 万公顷，损毁房屋 2000 间。辽宁省瓦房店、普兰店、庄河、金州、长海、旅顺等市受到程度不同灾害，海洋水产养殖损失 313.3 公顷，损毁防潮堤 4 处、渔港 5 座，直接经济损失 0.70 亿元 1)。

4、0509 号“麦莎”台风浪灾害天气形势特点及海浪特征

该台风有三大特点：(1)“麦莎”生命史长。“麦莎”台风自 7 月 31 日 20 时在菲律

宾以东洋面生成，到 8 月 9 日 02h 在渤海减弱消失，共维持 198 个小时，其中强台风（中心风力≥14 级）强度维持了 30 个小时；台风强度（12 级≤中心风力<14 级）前后维持约 16 个小时。(2)“麦莎”强度强。4 日 20 时至 6 日 18 时，为 0509 号“麦莎”台风最强盛的阶段，中心附近最大风力从 45m/s，中心气压为 950hPa。8 月 6 日 03 时 40 分在浙江玉环县登陆，登陆时中心气压为 950hpa，中心最大风力达 12 级以上（45m/s）；7 级大风半径为 600km，10 级大风半径为 200km。“麦莎”登陆后，强度虽有所减弱，但中心附近最大风力仍达 35m/s。(3)“麦莎”影响范围广。该台风影响我国近海期间，南北纵跃 25 个纬度，东西横跨 15 个经度。浙江、上海、江苏、山东、河北、天津、辽宁等 7 个省、市先后受其严重影响。

0509 号“麦莎”台风浪特征：(1) 台风浪强度强。东海和黄海出现波高 8m～12m 的狂浪和狂涛区，浙江、上海、江苏、山东沿岸海域出现最大波高 6.0m 和 8.0m 的狂浪。(2) 台风浪持续时间长。波高 6m 台风浪持续 6 天多时间，10m～12m 的狂浪和狂涛时间也比较长。(3) 台风引起的 6m～8m 的狂浪和 4m～5m 的巨浪影响范围大，浙江、上海、江苏、山东、天津、河北、辽宁沿海地区都遭到巨大的经济损失和人员伤亡。(4)0509 号“麦莎”台风影响东海、黄海、渤海的时间为 8 月 5 日至 8 月 9 日之间，正值年天文大潮期。这些都是造成东海、黄海、渤海沿海发生特大海洋灾的主要原因。

国家海洋局海洋环境预报中心“海浪历史灾害的调查和研究”表明，上世纪 70 年代以来，黄海遭到 38 个台风引起的海浪袭击，造成比较严重和异常严重的海洋灾害 [1)]。

二、温带气旋与冷高压配合型海浪灾害分析

造成黄海重大或特大海浪灾害的温带气旋与冷高压配合型天气形势，主要有三：一是黄海气旋与冷高压配合型；二是东海气旋与冷高压配合型；三是强冷空气（寒潮型）无气旋型。

（一）温带气旋与冷空气过程海浪灾害分析

1、070303 温带气旋与冷空气过程天气概况

2007 年 3 月 3 日，北方强冷空气与黄海气旋配合影响渤海、黄海北部，风力达 9 级～11 级、阵风 12 级。4 日上午在营口港锚地避风的“滨海 109”船测

到 35m/s 的最大风速。4 日 17 时“明珠”海洋自动观测站（38.4° N，120.1° E），在渤海中南部海面观测到 33m/s 的最大风速；4 日下午开始，影响区域逐渐扩展到黄海南部、东海北部，5 日 5 时，国家海洋局长江口外海的 17 号浮标（31.2° N，123.5° E），测到 24m/s 的最大风速。6 日开始此次强温带过程基本结束。

2、070303 温带气旋与冷空气过程海浪概况

受 070303 黄海气旋与强冷空气的共同影响，3 月 3 日，渤海、黄海北部出现 3m～4m 的大浪到巨浪区；4 日，渤海、黄海北部出现 6m～8m 的狂浪区，黄海南部出现 3m～5m 的大浪到巨浪区；5 日渤海仍维持有 5m～6m 的巨浪到狂浪区，黄海出现 6m～8m 的狂浪区，东海北部出现 3m～5m 的大浪到巨浪区；6 日渤海减弱为 1.5m～2m 的中浪，黄海仍维持 2.5m～4m 的大浪到巨浪区，东海北部仍维持 4m～5m 的巨浪区（见图 3.4.3.9～图 3.4.3.10[1)]）。

黄海 15 号浮标（38.0° N，123.5° E），在黄海中部测得最大有效波高 7.5m，最大波高 10.9m。见图 3.4.3.11。

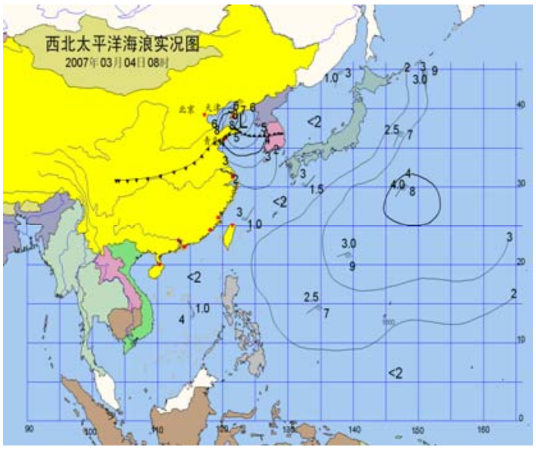


图 3.4.3.9　2007 年 3 月 4 日 08 时，黄海的海浪实况

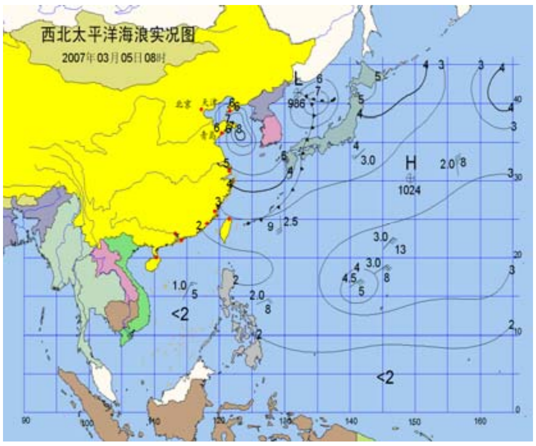


图 3.4.3.10 2007 年 3 月 5 日 08 时，黄海的海浪实况

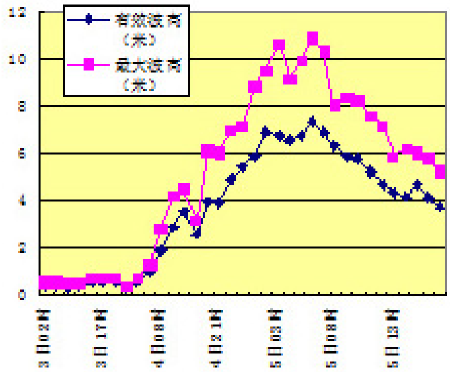


图 3.4.3.11 黄海 15 号（38.0° N，123.5° E）浮标实测波高过程曲线 2)



图 3.4.3.12. 烟台市国际会展中心受灾情况

3、070303 温带气旋与冷空气过程海浪灾害概况

受 070303 温带气旋与冷空气过程引起的灾害性海浪，导致辽宁、山东、天津、河北、江苏、上海 5 省 2 市沿海地区直接经济损失 40.65 亿元，3 人死亡，9 人失踪。其中：辽宁省大连市损毁渔船 3128 艘，损毁渔港长 3.7km，毁坏养殖浮筏 87276 台，涉及育苗单位 253 家、加工企业 190 家。直接经济损失 18.67 亿元。河北省沧州市损毁码头防浪墙、防浪堤及海洋工程 20km；黄骅港机机械设备受损停产，直接经济损失 0.40 亿元。山东省死亡 7 人，2000 多公顷虾池、鱼塘冲毁，10 公里防浪堤坍塌，5 艘渔船沉没，损毁船只 1900 艘，直接经济损失 21 亿元。江苏省南通市 2 人失踪，1 人受伤，直接经济损失 0.40 亿元。

4、070303 温带气旋与冷空气共同造成海浪灾害天气形势特点及海浪特征

a. 070303 特大海浪灾害天气形势特点

070303 特大海浪灾害为一种黄海气旋与冷高压配合型天气形势。该天气形势主要发生在春、秋季节。这种天气形势下的高空，一般存在华北冷涡或很深的

东亚大槽；地面气压场为贝加尔湖以南、蒙古至我国华北、东北由冷高压所控制，江淮或黄淮地区，有明显的低压气旋型低压向北发展至鲁西北或渤海西南部，冷锋和等压线的走向呈 E～W 或 ENE～WSW 走向，如图 3.4.3.13 所示。

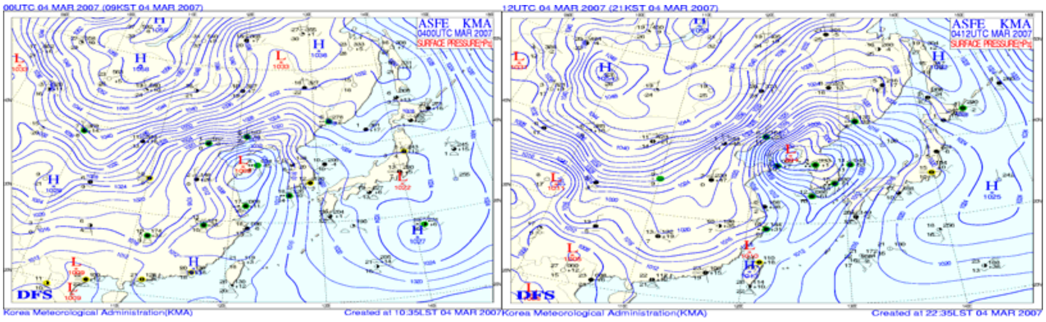


图 3.4.3.13 黄海气旋与冷高压配合型特大海浪灾害天气形势

在 070303 特大海浪灾害天气形势影响期间：渤海、黄海北部，风力达到 9 级～11 级、阵风 12 级；“滨海 109”船测到 35m/s 的最大风速；“明珠”海洋自动观测站测到 33m/s 的最大风速。

2）070303 特大海浪灾害海浪特征

在黄海气旋与冷高压配合型天气形势影响黄海期间，2007 年 3 月 3 日～6 日，渤海、黄海先后出现波高 6m～8m 的狂浪区，东海出现波高 4m～5m 的巨浪区，辽宁、河北、天津、山东等省（市）沿海先后出现波高 4m～6m 的巨浪和狂浪。黄海中部 15 号浮标测到波高 10.9 米的狂涛[1) 2)]。

（二）东海气旋与冷高压配合型海浪灾害分析

1、100309 东海气旋与冷高压过程天气概况

2010 年 3 月 8 日夜间，北方强冷空气与东海气旋配合影响渤海、黄海，风力达 8 级～10 级、阵风 11 级。9 日凌晨黄海 Qf101 浮标（38.0° N，123.0° E）实测风速为 18m/s；9 日下午开始，影响区域逐渐扩展到东海、台湾海峡，东海 Qf202 浮标（31.0° N，121.0° E）实测风速为 19m/s；10 日影响区域扩展到南海北部，8 级～10 级的大风持续 15～30 小时，见图 3.4.3.14。

2、100309 东海气旋与冷高压过程海浪概况

受 100309 东海气旋与冷高压过程的共同影响，3 月 8 日，渤海、黄海北部出现 4m～5m 的巨浪区；9 日，渤海、黄海、东海北部出现 4m～6m 的巨浪到狂浪区，9 日夜间渤海仍维持有 3m～4m 的巨浪到巨浪区，黄海、东海仍维持 4m～6m 巨浪到狂浪区；10 日，4m～5m 的巨浪区扩展到台湾海峡和南海北部。东海 Qf202

浮标在长江口外海实测最大有效波高 4.5m，最大波高 6.5m；东海 Qf204 浮标在台湾海峡南部，实测最大有效波高 4.0m，最大波高 7.5m，见图 3.4.3.15 和图 3.4.3.16。

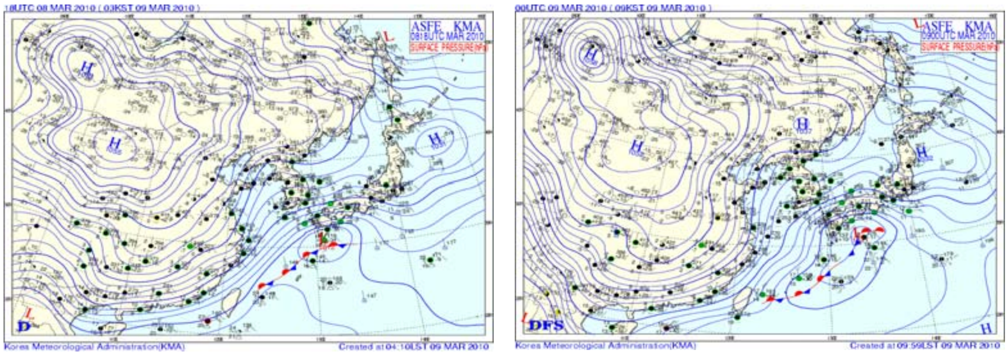


图 3.4.3.14　东海气旋与冷高压配合型海浪灾害天气形势

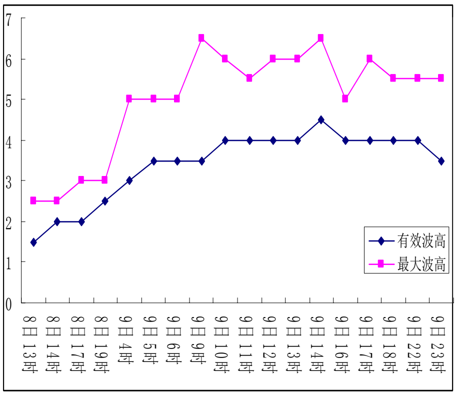


图 3.4.3.15 东海 Qf202 号浮标（31.0° N、121.0° E）实测波高过程曲线

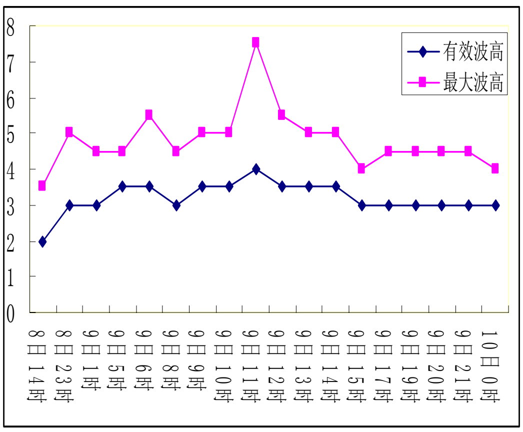


图 3.4.3.16　东海 Qf204 号浮标（22.0° N、118.0° E）实测波高过程曲线

3、东海气旋与冷高压配合型海浪灾害天气形势特点

此种天气形势，主要发生在冬半年的隆冬季节。该天气形势下的高空，一般存在华北冷涡或很深的东亚大槽。地面天气形势为贝加尔湖以南、我国西北、蒙

古至我国华北、东北地区由冷高压所控制，长江中下游有明显的气旋型低压缓慢向东移动，经东海北部后向日本以南洋面移动。冷锋和等压线呈 E～W 或 ENE～WSW 走向，冷锋东移台湾以东洋面时，狂风大浪影响台湾海峡和南海北部。

东海气旋与冷高压配合型天气形势影响黄海、东海期间，渤海、黄海、东海、台湾海峡和南海北部先后出现波高 4m～6m 的巨浪到狂浪区，我国沿海省、市的沿岸地区，先后出现波高 3m～4m 的大浪和巨浪

三、强冷空气（寒潮型）海浪灾害分析

1、951107 强冷空气（寒潮型）海浪灾害过程天气概况

1995 年 11 月 6 日夜间至 7 日夜间，北方强冷空气来势迅猛，南下速度极快。11 月 6 日夜间起，渤海、黄海、东海先后出现 8 级～10 级偏北大风，阵风 11 级～12 级。7 日 14 时，石岛海洋站和黄海南部一船舶观测，实测风速为 20m/s，有效波高 5.0m。

2、951107 强冷空气（寒潮型）海浪灾害过程海浪概况

受 951107 冷高压海浪灾害过程影响，11 月 6 日夜间，渤海、黄海北部出现 4m～5m 的巨浪区；7 日白天，渤海、黄海、东海出现 4m～7m 的巨浪到狂浪区。巨浪到狂浪区持续 24 小时。

3、951107 强冷空气过程海浪灾害概况

据不完全统计，此次海浪灾害过程，仅山东省正在黄海生产作业的 229 艘渔船，被毁或沉没，47 艘渔船失踪，死亡、失踪 152 人。辽宁、江苏、上海、浙江和福建也有大量渔船翻沉。航行在黄海、东海的数艘货轮，受到 4m～7m 的巨浪到狂浪的袭击而沉没。7 日凌晨，2500 吨“巨阳”号海轮，航行至连云港外被风浪袭沉，船上 25 名船员全部遇难；7 日下午 3 时，装载 2500 吨钢材（载重 3000 吨）的“展望”号海轮，航行至长江口外海时，被风浪袭击沉没，船上 22 名船员全部遇难；7 日下午 6 时，装载 8625 吨块煤载重 11000 吨的“华珠 1 号”海轮，航行至上海外海时被风浪袭击沉没，船上 30 名船员全部遇难。据不完全统计，此次寒潮巨浪共翻沉、损毁千吨、万吨级货轮 3 艘，驳船 14 艘，渔船 270 多艘，失踪，死亡、失踪 220 余人，直接经济损失 10.0 亿元。

4、强冷空气（寒潮型）海浪灾害天气形势特点

这种天气形势主要发生在冬半年的隆冬季节。该天气形势下的高空，一般存在华

北冷涡或很深的东亚大槽。地面天气形势为贝加尔湖以南、我国西北、蒙古至我国华北、东北地区，由冷高压所控制。与冷空气与黄海气旋、冷空气与东海气旋配合型天气形势的不同之处：就是强冷空气南下时，冷空气的南方，江淮和黄淮地区、长江中下游地区，没有明显的气旋型低压。冷锋和等压线的走向呈 NE～SW 向。此种海浪灾害过程的特点是，北方强冷空气来势迅猛，南下速度极快，很容易发生重大和特大海浪灾害。当冷锋东移到台湾以东洋面时，狂风大浪都会影响到台湾海峡和南海。见图 3.4.3.17。强冷空气（寒潮型）海浪灾害天气形势影响黄海、东海期间，渤海、黄海、东海、台湾海峡和南海先后都会出现波高 4m～8m 的巨浪到狂浪区，我国沿海各省、市沿岸先后出现波高 3m～5m 的大浪和巨浪。

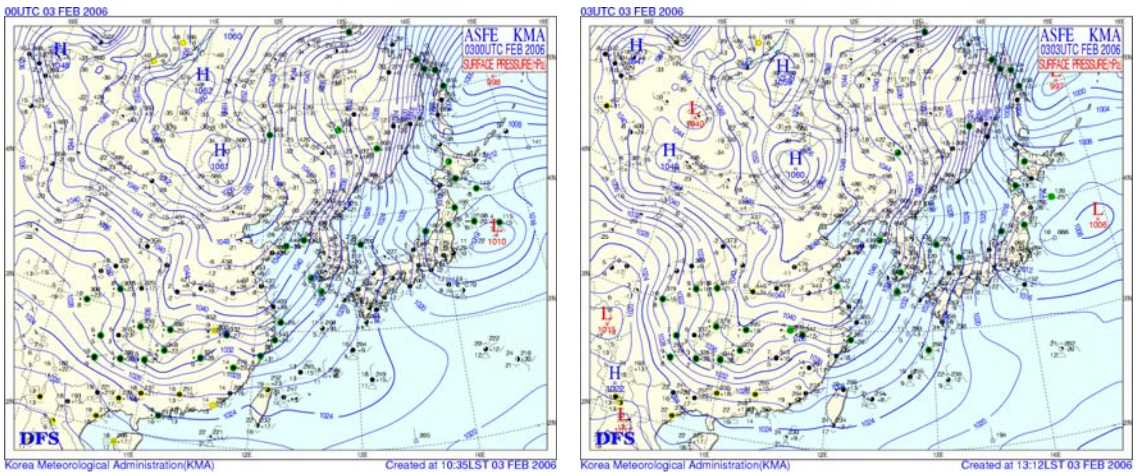


图 3.4.3.17 强冷空气（寒潮型）海浪灾害天气形势

第五章　主要的海洋水文要素及其特征*

黄海具有明显的季风气候特征。冬季盛行偏北风，风力强劲，并经常遭受寒潮或冷空气侵袭；夏季多偏南风，风力较弱，但有时有台风过境或侵袭。该海区的形状似一反 S 形，为一近似南北走向的半封闭浅海。海底地势由北、东、西三面向中央及东南方向倾斜，并有一个由东南向西北的长条洼地贯穿着南黄海，这就是黄海槽。黄海四周没有大的河流注入，这与黄海相邻的渤海和东海不同。黄海的海流流系是：暖流在海区中央北上，沿岸流沿东、西两岸南下。这样的海区自然环境，致使黄海的温、盐、密度的分布与变化，既不完全相同于渤海的特征，也不都相同于东海的特征，而是有它独有的分布与变化规律。

为了节省篇幅起见，这里取 2 月、5 月、8 月和 11 月分别作为冬季、春季、夏季和秋季的代表月，来记述黄海四季的温度、盐度和密度。

第一节　海水温度

一、 海水温度的分布

海水温度是海水的基本物理量之一，也是最基本的海洋水文要素之一，它体现了海水的热状况。

图 3.5.1.1～图 3.5.1.3 分别为黄海水温的平面分布、断面分布和垂直分布，它们基本上反映了黄海水温分布的立体结构状况。

冬季（2 月）　天气干燥寒冷，垂直对流混合强，混合深度有时可达海底，使黄海表、底层水温平面分布形势基本相同。从表层到底层，皆有一支高温暖水舌，自济州岛西南海域向西北伸展，沿途再转向北上，进入北黄海，在那里再折西进入渤海海峡。这就是传统观念的黄海暖流及其余脉的路径。反映在水温、盐度的平面分布图上，

* 编写人：孙湘平

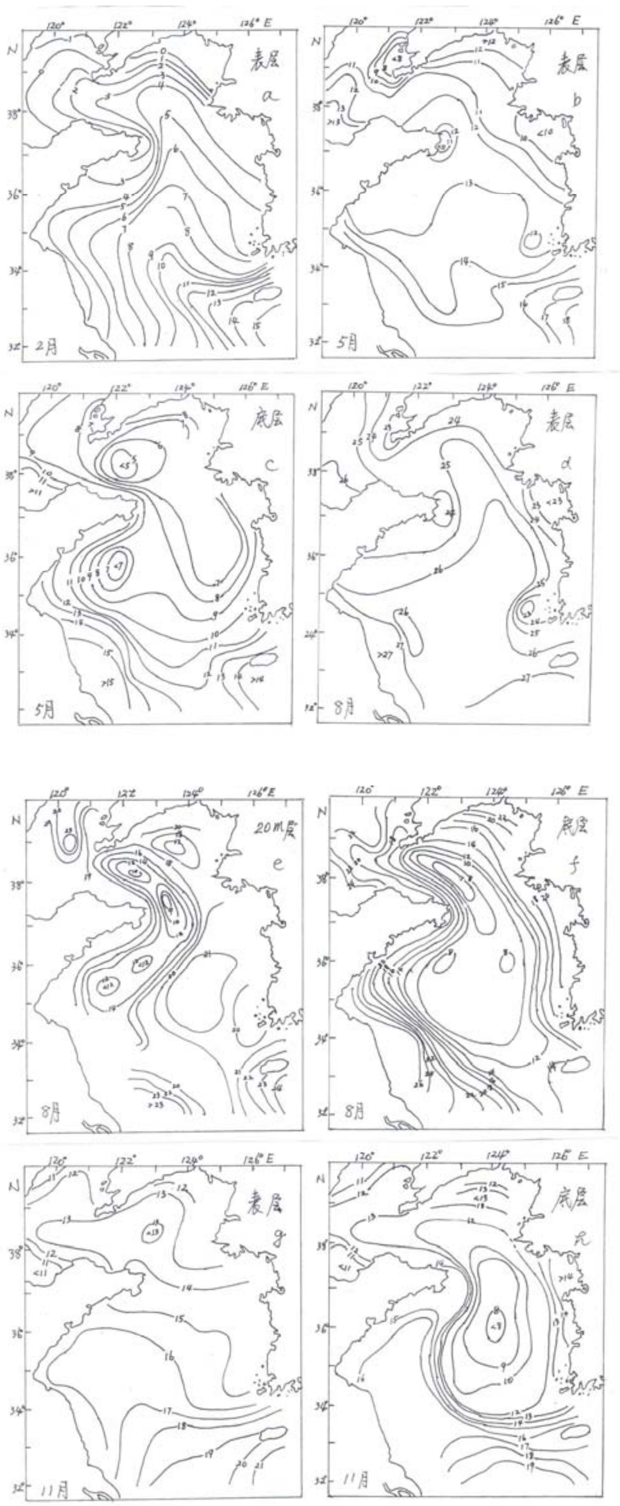


图 3.5.1.1　黄海海水温度的平面分布

图中：2 月表、底层水温分布形势基本相同，只附表层图；5 月和 11 月，表、底水温分布有差异，故附表、底层图；8 月，表、中、底三层水温分布均有明显差异，则附表、中、底层图

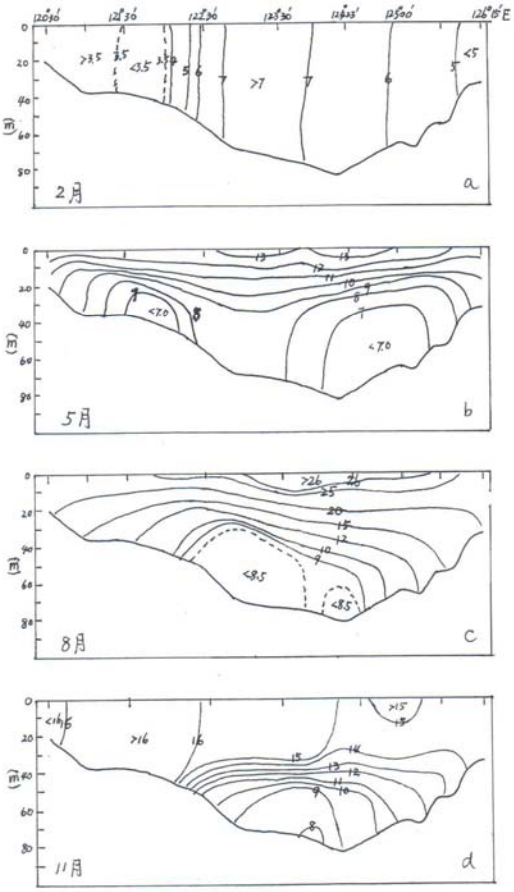


图 3.5.1.2　黄海 36°N 纬向断面的水温分布[100]

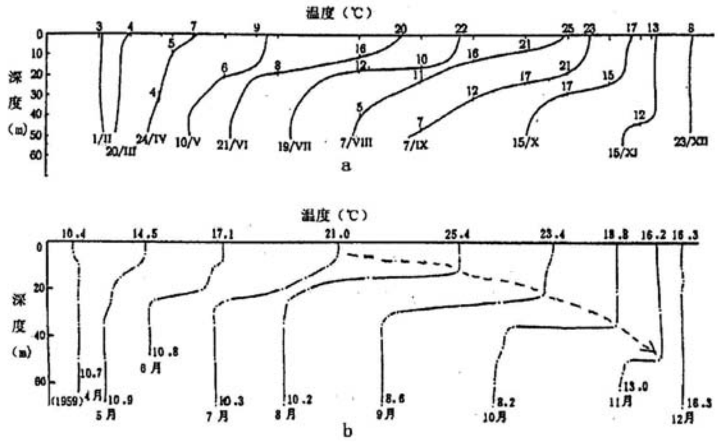


图 3.5.1.3　黄海水温垂直分布的逐月变化[53，1)]

图中：a～北黄海；b～南黄海

1) 沈鸿书、毛汉礼，1965。渤海及北黄海西部的基本水文特征。海洋科学集刊，01 号，1~22

表现为高温暖水舌和高盐水舌的伸展。或者说，高温暖水舌和高盐水舌的伸展，近似地看作为黄海暖流及其余脉的象征，并看成是黄海暖流及其余脉运移的标志。高温暖水舌中央水温明显高于两侧，温度由暖水舌舌尖向两侧和由南向北逐渐递减。黄海西侧山东半岛北岸的低温水，绕过成山角南下进入南黄海，并在乳山、海阳近海形成低温区。低温水大约沿 40～50m 等深线南下与苏北沿岸水汇合，在 32°～33°N 附近转向东南流入东海，前锋可达 30°N 附近。在它的右侧，受黄海暖流西伸的作用，因而在长江口以北海域，等温线分布出现 S 状的扭曲现象。黄海东侧的低温沿岸水，顺东岸南下至济州海峡附近。这就是冬季黄海水温平面分布的基本格局。黄海表层水温在 0～13℃之间。其中：北岸海域为 0～2℃，岸边出现负温，有结冰现象。西岸的为 2～5℃，东岸的为 3～7℃，东岸水温高于同纬度的西岸水温。黄海中央暖水舌区，水温在 3～12℃之间。在垂直方向上，因海面冷却，对流混合强，出现海面到海底为均匀一致状态，几乎成一条直线（图 3.5.1.2 和图 3.5.1.3）。在 2 月的水温断面图上（图 3.5.1.2a），尽管水温呈现均匀状态，但仍有明显的地区差异，出现三种海水。断面中央（123°30'E 附近）为暖水（＞7℃），这就是黄海暖流流经之处的高温暖水舌。断面东侧水温次高，为 5～6℃。断面西侧水温最低，为 3.5～4℃。

春季（5 月）　气温回升，天气变暖，是升温季节。此时，气温高于表面水温，且沿岸水温升温比远岸和海区中央的要快，致使冬季以高温暖水舌伸展为主体的现象消失，代之而起的为水温随纬度增加而递减的分布形式，并有冷水区和冷中心出现（图 3.5.1.1b）。春季表层水温在 11～18℃之间，水平分布比较均匀。与冬季相比，北黄海升温 4～12℃，南黄海升温 6～8℃。江华湾、大黑山岛和成山角附近出现的小冷区，可能与强潮混合、深层水涌升有关。在垂直方向上，因表层增温快，深层增温慢，出现明显的分层现象：表层水温在 13℃左右；深层水温为 7℃；约在 5～20m 之间，出现弱的温跃层，从而在断面图上的温度分布，呈现为马鞍形状，两端上跷，中间下沉。上跷处，上均匀层变薄；下沉处，上均层变厚。由于近岸下层增温和黄海暖流的北伸，在断面图的温跃层以下的东、西两侧，出现两个闭合的冷水块。冷水块像两个铁锅似的倒扣在海底斜坡上，见图 3.5.1.2b。因分层现象显著，底层的水温分布与表层的截然不同：前者呈一闭合的、多条等温线同心的冷水块，盘踞在整个黄海的深处（图 3.5.1.1c）。该冷水

块有两个冷中心：一个在北黄海西侧，另一个在南黄海西北侧，中心温度分别为5℃和7℃，比周围温度低3℃和5℃。这就是黄海冷水团。

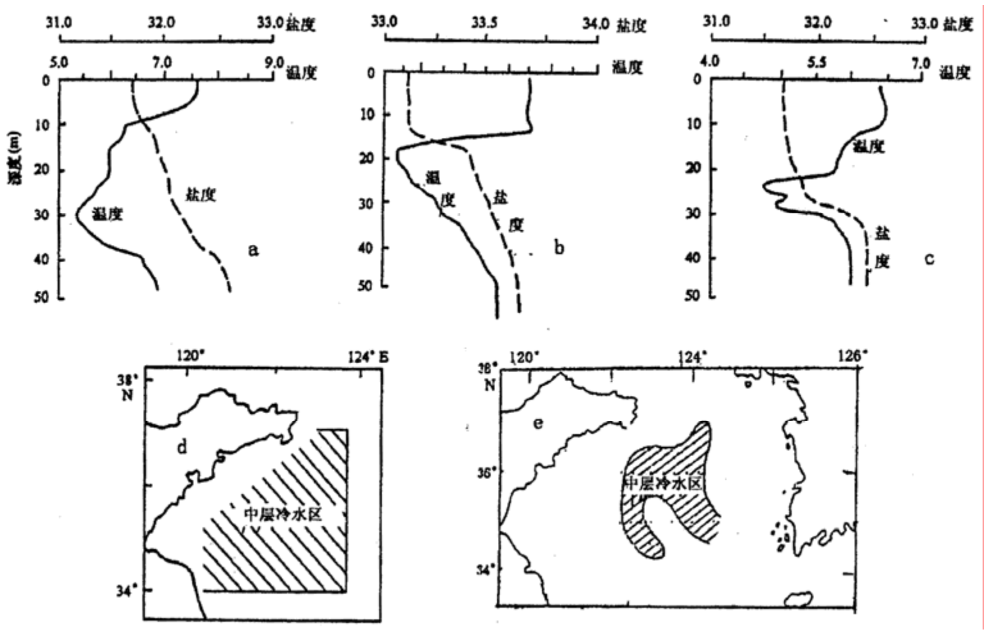


图 3.5.1.4　南黄海的中层冷水现象[26，2]

图中：a，b，c 为温度、盐度垂直分布，d 为春季出现中层冷水的海域范围，

e 为夏季中层冷水出现的海域

通常，水温的垂直分布是由表到底呈递减的趋势。但在南黄海西部，约34°00'～37°30'N，124°E 以西海域，水温的垂直分布有时出现“中层冷水”现象[45、4]。中层冷水系指该水层水温较其上、下层水温为低的那部分水体。在该水层的以上部分，水温随深度增加而降低（负梯度分布）；而其以下部分，水温则随深度增加而增加（呈正梯度分布）。中层冷水与鱼类洄游以及声波的传播等密切相关，因此，很早就引起海洋工作者的重视。在黄海，于4～6月期间，在20~30m水层内，水温出现如图 3.5.1.4 所示的中层低温水。这是春季黄海水温垂直分布的一个突出现象。

夏季（8 月）　太阳辐射最强，是全年水温最高的季节。黄海表层水温在23~26℃之间，地区差异仅 3℃左右。但水温的平面分布，出现表、中、底三层三个样（图 3.5.1.1d，e，f）。表层，高温暖水舌伸展不太显著，除苏北一带浅水区外，总的形势是，沿岸低、海区中央高，北黄海的比南黄海的低。有几处局部的小冷水块，分别出现在成山角、江华湾、大黑山岛附近，低温中心在 23℃以

下。中层，以 20m 层为例。在北黄海和南黄海西北侧，出现一个范围较大、等温线密集的闭合冷水块；并存在多个冷中心，中心值在 10℃，9℃和 12℃以下，比冷水块的外围温度低 8～10℃。到了底层，整个黄海几乎被深层冷水盘踞，四周温度高、中央温度低，等温线密集，水平梯度大，形成很强的海洋锋。冷中心值在 7℃或 8℃以下，比冷水团外围温度低 10～15℃。这就是夏季深层的黄海冷水团。如果取 12℃等温线为代表，则它所盘踞的范围，约为 5 个纬距和 4.5 个经距。在水温垂直分布上（图 3.5.1.2 和图 3.5.1.3），表现出很强的分层现象。海水呈三层结构形式：上层温度高，约 25~26℃，因湍流混合而呈均匀一致状态，称上均匀层。下层为深层冷水（黄海冷水团），等温线分布也比较均匀。中间（5～20m）层，为垂直梯度较强的温跃层。因跃层的屏障作用，太阳幅射无法向下传递，使下层海水在较大程度上保留了冬季的特性，上、下层温差达 17～18℃之多。由此看出，黄海冷水团的特点是温差大，无论水平方向和垂直方向都如此。在南黄海，中层冷水不仅在春季出现，在夏季，同样有中层冷水出现。见图 3.5.1.4e。文献[2]认为，南黄海出现中层冷水的原因，是黄海暖流水向北扩展和冷暖水沿σ_t面相互侵入的结果。比较图 3.5.1.4d、e 后可知，春、夏两季出现的南黄海中层冷水，在区域上是不同的，春季在西侧，夏季平移到海区的中央。文献 95 指出，在 1968 年冬季，南黄海东侧的韩国西岸近海，也有中层冷水存在。由此可见，南黄海北部的中层冷水，是随季节而由西向东移动的。

秋季（11 月） 北方冷空气南下势力逐渐增强，故秋季是降温季节。尤其沿岸地区，降温速度比海区中央的要快。此时黄海表层水温平面分布基本上是随纬度增高而递减，等温线分布比较均匀。北黄海水温为 12～13℃，南黄海的为 14～19℃。底层水温分布仍维持夏季底层的面貌，但冷水团的范围已大减，冷中心已由夏季的北黄海移至南黄海的中央，冷中心值仍在 8℃左右。因沿岸降温迅速，此时黄海冷水团等温线分布比夏季的要稀疏一些，水平梯度也减小。黄海底层水温在 8～16℃之间，冷中心与周围温差为 6～8℃。在垂直分布上（图 3.5.1.2 和图 3.5.1.3），海水的三层结构形式已进入衰减阶段。特点是：上均匀暖水层已下沉至 30m 左右处；温跃层梯度减弱；深层冷水范围收缩，仅盘踞在黄海洼地附近；冷中心值仍在 8℃左右。黄海的这种海水垂直向的三层结构，约在 5～6 月形成，7～8 月最盛，9 月开始衰减，一直可持续到 11 月（图 3.5.1.3）。上均匀

层距海面深度，以 6～7 月最浅，随着时间的推移而增厚，至 11 月下沉到 50m 处。到了冬季，因强烈的对流混合使海水呈均匀一致状态，水温垂直分布的三层结构消失。图 3.5.1.3 清晰地表明水温垂直梯度的发生、发展和衰消过程。

由此可见，黄海海水温度的分布特征，可归纳为冬季型、夏季型和过渡型三种类型。冬季型出现在 12 月至翌年 3～4 月，持续时间为 4～5 个月。特点是：水温为全年最低；表层水温高于气温，沿岸水温低，远岸和海区中央水温高；等温线密集，有明显的水平梯度；等温线平面分布与黄海暖流及其余脉路径一致。高温暖水舌的伸展扮演了主要角色，由济州岛西南海域沿黄海中央北上，进入北黄海后折西进入渤海。此时，因对流混合强，致使水温垂直分布呈现为上下一致的均匀状态。

夏季型出现在 6～8 月，以 7～8 月最为典型。特点是：水温为全年最高。因气温高于水温，沿岸水温高于远岸和海区中央水温，使表层水温的地理分布较为均匀，水平梯度小，等温线分布规律性不明显。因表层水温增温快，深层增温慢，加之夏季对流、涡动混合弱，使水温垂直分布出现较强的层化现象，呈现为三层结构形式。上层为高温暖水，深底层为低温冷水，中间层为温跃层。整个黄海的深、底层，均被黄海冷水团所盘踞。冷中心水温在 7～8℃以下，比外围温度低 12～15℃之多；水平梯度大，并有 2～3 个冷中心，分别位于北黄海和南黄海。

过渡型发生在 4～5 月和 9～10 月的季节交替时期，其中，春季为增温期，秋季为降温期。过渡型的主要特点是：温度状况多变不稳定，水平分布规律性差。在水温垂直分布方面，增温期间出现微弱的垂直梯度，有弱的分层现象，上均匀层较浅。随着时间的推移，表层海水不断增温，盐度减小，使海水形成稳定的分层而过度到夏季型。降温期间，温度垂直梯度减弱，上均匀层厚度增大，温跃层下沉，并遭到破坏，最后演变成上下均匀一致的冬季型。

二、海水温度的变化

海水温度除有明显的地区差异外，还存在着显著的时间变化—日变化、季节变化和多年变化。引起海水温度日变化的因子很多，主要有：太阳辐射、内波、潮流以及天气状况等（主要是云和风[34]），而且不同地点，日变化也不相同。通常，海区中央的水温日变化较小，而岸边海域，水温日变化较大。就黄海而言，

北黄海和南黄海也不一样，前者的比后者的要大些。从季节上来看，冬季的水温日变化较小，而夏季的较大。

根据导致水温日变化的因子来讲，大致可归纳为三种类型[1)]：一是主要由太阳辐射引起的水温日变化；二是主要由内波引起的水温日变化；三是主要由潮流引起的水温日变化。

1. 太阳辐射为主导致的表层水温日变化　　太阳辐射是地球上一切自然热能的总热源，也是海水热量最主要的来源。太阳辐射存在着明显的日变化，它必然要影响气温、表层水温的日变化。就气温而言，最高温度出现在中午 13 时左右，最低气温发生在日出之前的午夜或凌晨。相应的表层水温，最高水温和最低水温出现的时间，基本上与气温同步或略有推迟落后一些。据文献[34]的记载，北黄海表面水温最高值出现在 14 时 12 分～16 时 15 分之间，最低值发生在 05 时 21 分～06 时 07 分之间；南黄海表面水温最高值出现在 14 时 45 分～15 时 53 分之间，最低值发生在 05 时 26 分～06 时 48 分之间。

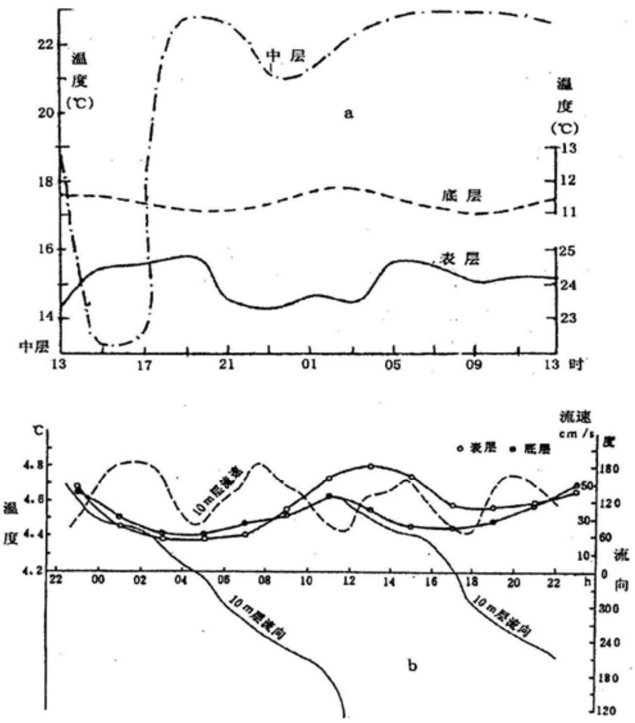


图 3.5.1.5　黄海南部水温日变化举例[39、53]

2. 由内波引起的中层水温日变化　　浅海海域，在夏季海水层化时期的温跃层区，由于内波的振动，会造成温度剧烈的日变化。这种类型的特点是，水温日

1) 国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964。全国海洋综合调查报告，第二册。

变化大的层次，并不出现在表层和底层，而是发生在中层且不规则（图 3.5.1.5a），如 10m 或 20m 层。这是由于温跃层形成后，在跃层附近出现内波，内波引起跃层垂直位移的缘故。在黄海，温跃层于 4～5 月形成，7、8 月最强，9 月以后逐渐消失。而该海区中层水温的日变化，基本上随着温跃层的形成、强盛和消失的消长过程而演变[28]。以黄海冷水团区域最为典型，那里曾出现过最大水温日变值达 14.5℃，时间多发生在春季、夏季和秋季，尤以夏季为最多[66]。在图 3.5.1.5a 中，由内波引起的水温日变化幅度达 10℃之多[39]。

3. 由潮流引起的水温日变化　黄海和渤海是潮流现象很强的海域，潮流能驱动海水作周期性的输送，从而导致海水温度出现明显的日变化，如图 3.5.1.5b 所示。该图是冬季的一次调查结果，表明温度日变化和潮流的流向变化是对应的。涨潮时，海水向西北流动，外海水流入，使温度升高；落潮时，海水向东南流动，海水向外海流去，温度降低。海水的最高温度和最低温度，发生在潮流流速为最小的时刻[53]。

据统计[28]，黄海北部：表层水温日变化幅度在 0.50～2.06℃之间；10m 层水温日变化幅度在 0.39～3.60℃之间；底层水温日变化幅度在 0.36～1.55℃之间。黄海中南部：表层水温日变化幅度在 0.46～1.23℃之间；10m 层水温日变化幅度在 0.39～1.57℃之间；底层水温日变化幅度在 0.31～0.62℃之间。也就是说，黄海北部的水温日变化，要大于黄海中南部的水温日变化。

表层水温的年变化取决于太阳辐射和气温的年变化，而中层、深层水温的年变化还与海流和水团的运移有关。图 3.5.1.6 列出黄海 4 个测站水温年变化的实例。4 个测站的站位在图 3.5.1.6e 中标出。分析上述各站的水温年变化曲线，可以获得以下认识：（1）各站的表层水温年变化基本相同，非常规则，大体与余弦曲线相当，表明表层水温受太阳辐射的影响很大。深层、底层水温的年变化曲线，规律性差。（2）每个站各层最低水温出现的时间基本相同。如 35 站，各层最低水温出现在 2 月；54 站各层最低水温出现在 2～3 月；98 站各层最低水温发生在 3 月；到了 313-09 站，各层最低水温发生在 3～4 月。这是由于冬季对流混合最强，有时可达海底，所以最低水温出现的时间几乎是同时发生的。（3）各站表层最高水温出现的时间相同，都在 8 月。但表层以下各层出现最高水温的时间，却随深度的增加而向后推迟，表、底层最高水温出现的时间可相差 1～3 个月。这

是由于夏季，海水密度随深度增加而增大，水层稳定，对流作用较弱，热量由表层向深层传递要有一个过程。深度愈深，热传导时间也愈长，从而深、底层最高水温的到来时间，就随深度增加而推迟，使各层水温最高值不能同步出现，发生迟后现象。（4）4 个站最低水温出现的时间，似乎是由北向南推迟的。（5）表层水温的年变幅值：35 站为 25℃左右，54 站为 24℃，98 站为 18℃，313-09 站为 14℃。也就是说，黄海表层水温的年变化值，是由北往南逐渐递减的。水温年变幅等值线的走向，大体与等深线的走向一致[38]。（6）各站水温的年变化幅度，以表层为最大，年变幅是随着深度的增加而减小。

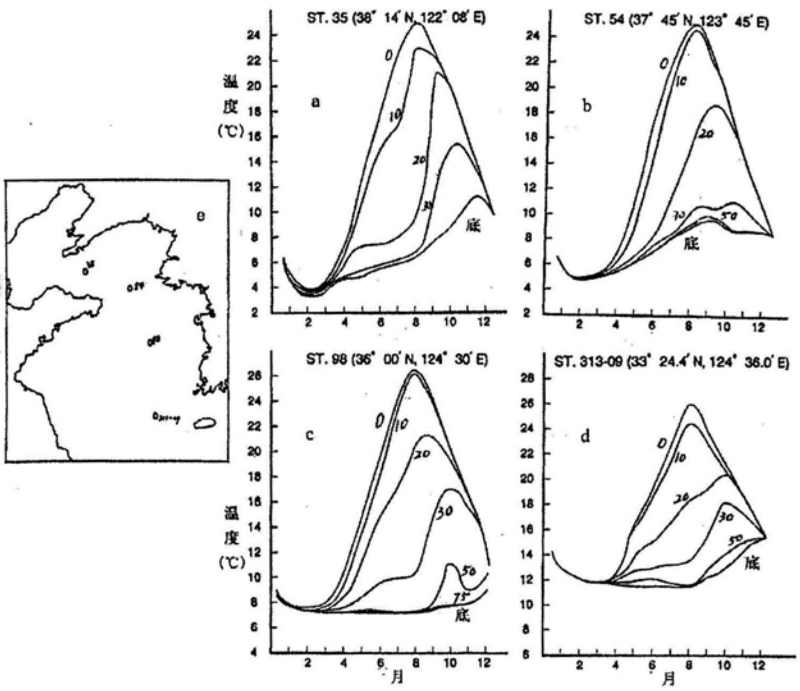


图 3.5.1.6　黄海几个测站的水温年变化[100]

图中：a，b，c，d 插图分别为 4 个测站的水温年变化曲线，插图 e 为 4 个测站的地理位置示意图

因各年的气候条件不同，必然导致水温也存在明显的年际差异。图 3.5.1.7 表示黄海表面水温旬平均距平的多年变化曲线，时间为 1976 年 1 月～1985 年 12 月。统计站点共 81 个，其中，北黄海有 29 个站点，南黄海有 52 个站点[33]。应该说，上述资料具有一定的代表性。由图可见，在北黄海，10 年期间有两次偏暖期和一次偏冷期。偏暖期分别出现在 1978～1979 年和 1983～1984 年，偏冷期约出现在 1976～1977 年间。如按两个偏暖期之间的时段来估计，那么北黄海的海面水温大约有 6 年左右周期的趋势变化[33]。在南黄海，也有像北黄海那样的

趋势变化周期，不过在这种长趋势的变化上，还叠加了一系列长短不等的小波动。用能谱分析可获得如表 3.5.1.1 所示的周期一览表。该表表明，黄海的表面水温，存在 80 个月（6.7 年）和 40 个月（3.3 年）的长趋势变化。此外，北黄海还存在 2.6～3.2 个月、1.4～1.7 个月、3.6～3.8 个月以及 6.7 个月的周期变化。南黄海还存在 3.3～3.6 个月、5 个月、6.7 个月和 8.9 个月的周期变化。

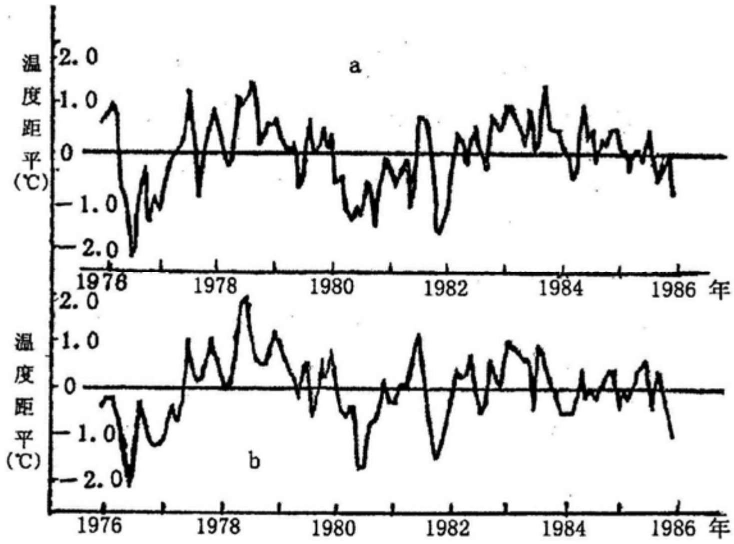


图 3.5.1.7　黄海表面水温旬平均距平的多年变化[33]

图中：a～北黄海；b～南黄海

表 3.5.1.1　黄海表面水温能谱分析的周期[33]

海域 \ 项目	周　期　（月）											
北黄海	80	40	6.7	3.8	3.6	3.2	3.0	2.9	2.6	1.7	1.6	1.4
南黄海	80	40	8.9	6.7	5	3.6	3.5	3.5	2.3	1.3		

第二节　海水盐度

海水盐度是海水的另一个基本物理量，也是最基本的海洋水文要素之一，许多海洋现象都与盐度有关。就最近的160年来讲，黄海没有大的河流流注入海，从而在黄海境内没有大的河口三角洲；反映在盐度分布上，没有显著的江河入海的冲淡水现象。这是黄海的盐度分布与渤海、东海、南海的不同之处。

一、海水盐度的分布

在黄海，除东北角和西南角盐度较低外，盐度分布比较均匀，其平面分布十分有规律，几乎终年都有一支高盐水舌存在。高盐水舌从济州岛附近，向西北和偏北方向进入北黄海，贯穿整个黄海的中部和东部，然后转折向西进入渤海。盐度值由南向北逐渐递减。这种分布形势，从表层到底层大体相似，只不过盐度值随深度增加而增加。由于表、中、底各层的盐度平面分布，在多数情况下其趋势是相同的，只是盐度值有差异，因此这里只附表层盐度分布图（图3.5.2.1）。

冬季（2 月）　风强天气干燥，蒸发强、降水、河川径流小，沿岸水势力弱，此时盐度达全年最高。由于强劲的偏北风作用，沿岸流南下势力有所增强。与此同时，作为补偿流来讲，黄海暖流的高盐水体，北上势力也相应增强。一支高盐水舌贯穿黄海的中央，从表层到底层，自济州岛以西海域，先向西北方向伸展，然后转为北向进入北黄海，再折西达渤海海峡口附近（图3.5.2.1a）。这支高盐水舌的轴线，大体反映了黄海暖流的位置。高盐水舌的西侧是低盐水。若与水温平面分布图（图 3.5.1.1a）相对照，便可看出，有一股较冷的低盐水，沿山东半岛沿岸南下，经苏北近岸至长江口外 123°E 附近。冬季南黄海表层盐度在31.0～34.0之间，且东岸盐度比西岸同纬度的略高一些。北黄海表层盐度在31.0～32.0 之间。山东半岛沿岸、辽南沿岸和西朝鲜湾的盐度在 31.0 以下。冬季黄海盐度的垂直分布十分简单（图3.5.2.2a和图3.5.2.3a），都呈现为上、下一致的均匀状态。但在36°N断面图上有两点值得记述：（1）断面中部约123°E～125°30'E之间，盐度在 32.5 以上，高于断面的东、西两侧。这种中部的高盐水，便是黄海暖流水。（2）断面东侧的海水盐度比西侧的高1.0左右。

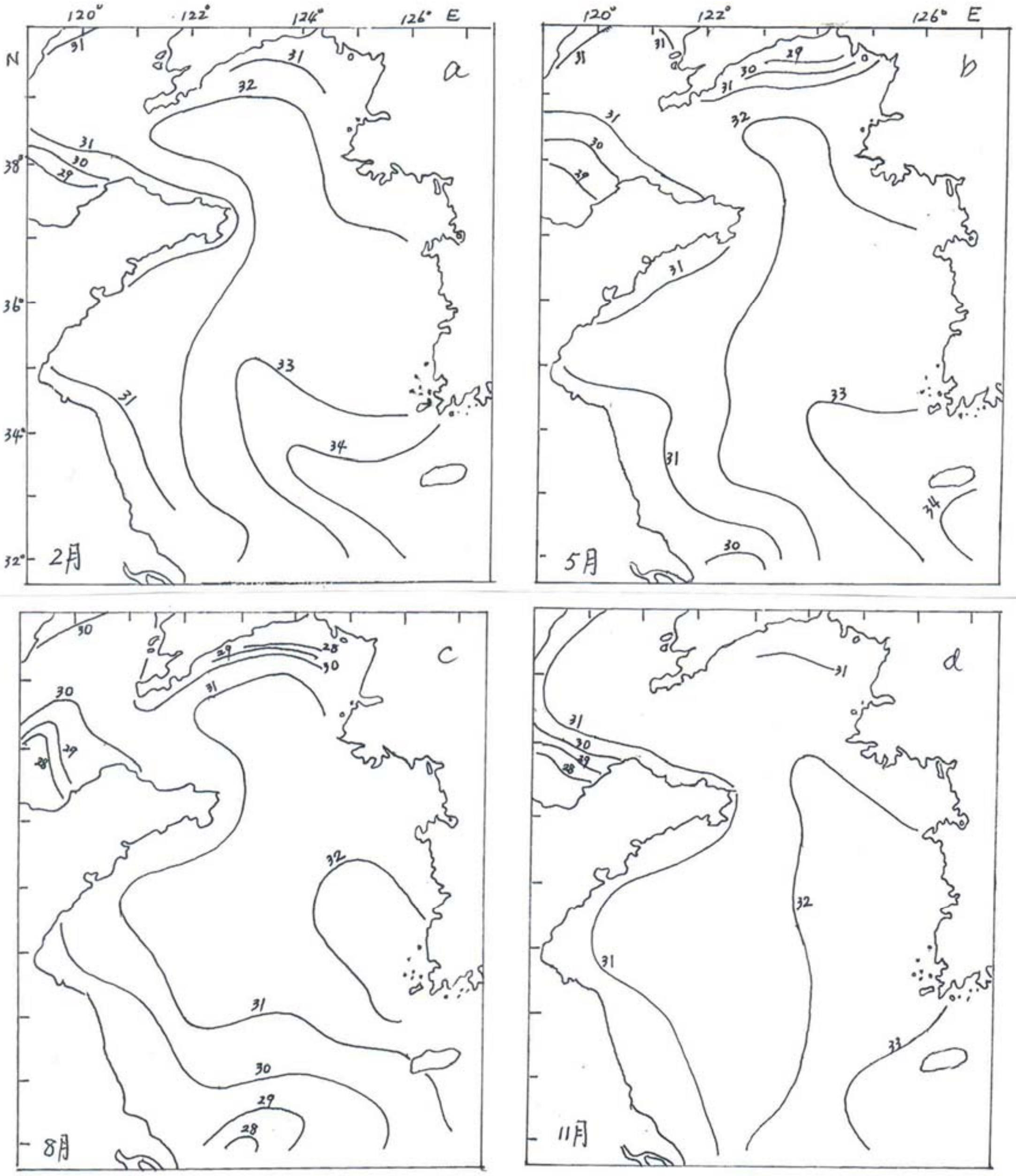


图 3.5.2.1　黄海表层盐度的平面分布[100]

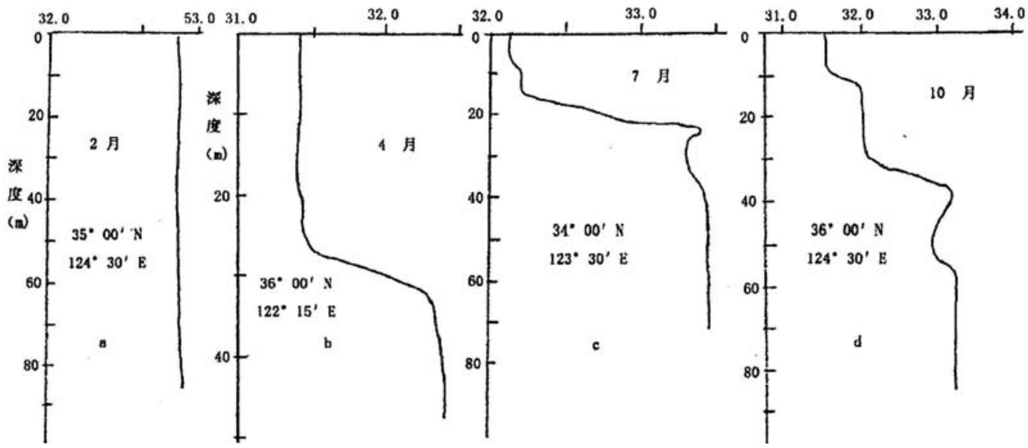


图 3.5.2.2　黄海盐度的垂直分布举例[67、39]

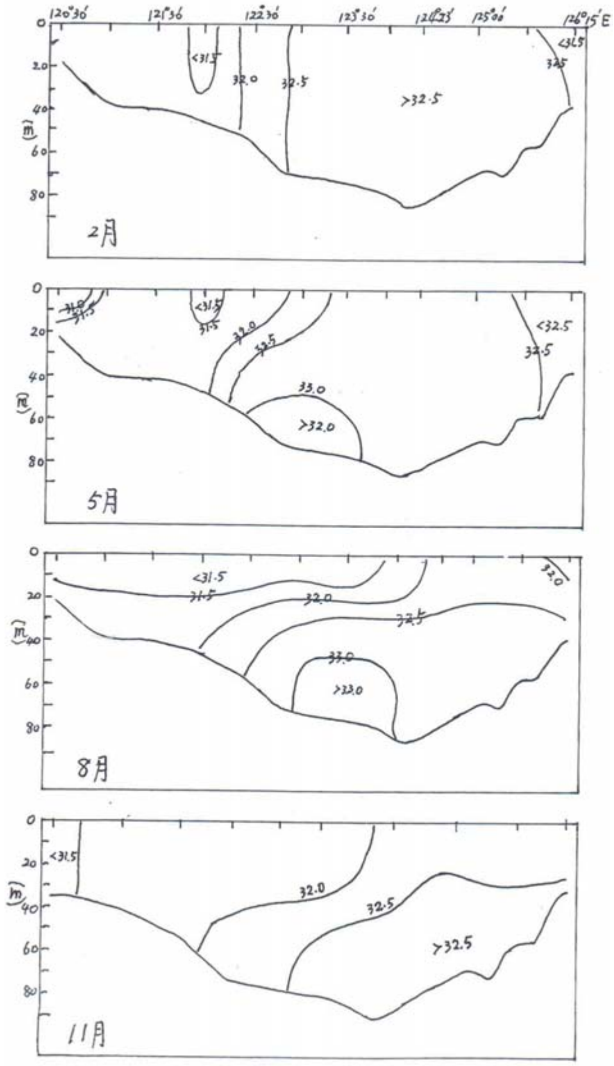


图 3.5.2.3　黄海 36°N 纬向断面盐度分布[100]

春季（5 月）　　偏北风减弱，偏南风兴起，蒸发也减弱，但降水和河川入海径流增大，海面开始降盐，故春季是海水的降盐季节。与冬季相比，黄海表层

盐度平面分布形势大体相似，但相同的等盐线位置有所外移，向外海退缩。如北黄海，32.0 等盐线的高盐水舌，原在渤海海峡口附近（2 月），现在已退缩到北黄海中央。在南黄海济州岛以西海域，冬季存在 34.0 等盐线高盐水舌，现在已不复存在，取而代之的为 33.0 等盐线高盐水舌，34.0 等盐线已退缩到济州岛以南海域（图 3.5.2.1b）。春季，北黄海的表层盐度在 29.0~32.0 之间，其中，辽南沿岸的为 29.0~31.0，比冬季的下降了 2.0~3.0。南黄海表层盐度在 30.0～33.0 之间，比冬季的下降了 1.0~2.0。尤其是长江口以北海域，降盐较多。在盐度的垂直分布方面，冬季时的上、下均匀一致状态遭到破坏，代之而起的是出现盐度随深度增加并有强度较弱的层化现象（图 3.5.2.2b）。由于受风的搅拌作用，使表层将形成一个均匀的上均匀层，在图 3.5.2.2b 中，上均匀层的深度达 20m 左右。在 36°N 断面图（图 3.5.2.3b）上，出现三种不同的盐区：中部为高盐区，盐度大于 32.5，尤其是在 122°30'～123°30'E 之间的 50m 以深水层，出现盐度为 33.0 的闭合区，这就是黄海冷水团的核心部分。断面东段为次高盐区，盐度为 32.5 左右；断面西段为低盐区，盐度为 31.0～32.0 之间。

夏季（8 月） 多偏南风，风速较弱，空气潮湿，蒸发弱，又正值降水季节，江河入海径流大，使表层盐度降至全年最低（图 3.5.2.1c）。北黄海表层盐度在 28.0～31.0 之间，与春季相比，盐度又下降了 1.0 左右。此时 32.0 等盐线已消失，其位置被 31.0 等盐线所取代。南黄海表层盐度在 29.0~32.0 之间，比春季的下降了 2.0 左右。尤其是苏北沿岸至长江口一带，降盐更为明显，并出现长江冲淡水的扩散水舌，指向济州岛方向。盐度在 28.0~30.0 之间。但在底层，黄海中部仍保持较高的盐度，大部分海域的盐度在 32.5~33.5 之间，显然，这是冬季残留下来的海水。在垂直分布方面（图 3.5.2.2c、图 3.5.2.3c），与春季的相比也有较大的差异：（1）夏季因水层稳定，风的搅拌作用减弱，使上均匀层变薄，在图 3.5.2.2c 例子中，上均匀层仅为 10m 左右。（2）盐度的垂直梯度比春季的要强，海水分层现象明显，出现三层结构形式，上均匀层、盐跃层和下均匀层。（3）在 36°N 纬向盐度断面图上，位于黄海的低洼深处，出现半园形向上凸起的高盐核，盐度大于 33.0。它像个铁锅似的，倒扣在黄海低洼深处的海底上。把该图与图 3.5.1.2c 搭配起来可知，这时的黄海冷水团，正发展为鼎盛时期。

秋季（11 月） 偏北风兴起，海面蒸发增大，降水和河川入海径流减少。

海水处于增盐时期。黄海表层盐度普遍上升，尤其是黄海的东侧，升盐显著。此时黄海表层盐度介于 31.0～33.0 之间（图 3.5.2.1d）。其中：北黄海在 31.0～31.5 之间，南黄海在 31.0～33.0 之间。与夏季的相比，黄海表层盐度上升了 0.5～3.0，尤以长江口东北海域和辽南沿岸海域，盐度上升最多，上升了 3.0 左右。秋季黄海表层盐度平面分布的最大特点是，地区差异小，盐度地理分布非常均匀，是四个季节盐度平面分布最均匀的季节。在垂直方向上（图 3.5.2.2d 和图 3.5.2.3d），盐度的垂直梯度减小，上均匀层加深，逐渐趋于上下均匀一致状态。11 月，黄海盐度的垂直分布基本与冬季的相似。36°N 盐度断面图表明，黄海高盐水的高盐核向东侧移动，黄海东侧盐度，高于西侧盐度约 1.0 左右。

总起来讲，黄海的盐度分布类型与温度的相似，也存在三种类型，即冬季型、夏季型和过渡型（春、秋季）。

二、海水盐度的变化

海水盐度也同样存在着显著的日变化、季节变化和多年变化。

海水盐度的日变化，主要取决于蒸发量与降水量之差的日变化以及潮汐、潮流和内波等因素。通常，盐度的日变化在夏季较大，春季次之，秋、冬季最小。在层次上讲，表层的日变化较大，下层和深底层的日变化小，但也有例外。从离岸远近来讲，沿岸的日变化较大，尤其是河口、海湾、滩涂等的盐度日变化显著，而远岸和外海，因受陆地影响较小，盐度日变化也小，如表 3.5.2.1 所示。该表表明，黄海的盐度日变化幅度，大约在 0.09～0.45 之间。其中：表层的为 0.11～0.45 范围内，底层的在 0.09～0.30 范围内。

表 3.5.2.1　黄海盐度日变幅的季节差异[39]

海域 \ 项目 \ 季节			冬季	春季	夏季	秋季
北黄海	近岸	表层	0.36	0.24	0.45	0.22
		底层	0.19	0.26	0.30	--
	远岸	表层	0.13	0.20	0.31	0.21
		底层	0.10	0.18	0.26	0.20
南黄海	近岸	表层	0.13	0.19	0.23	0.14
		底层	0.11	0.10	0.20	0.12
	远岸	表层	0.11	0.16	0.19	0.12

		底层	0.10	0.13	0.15	0.09

根据资料分析可知，在黄海，海水盐度的日变化大体可分为不规则类型、内波效应类型和潮效应类型三种。

不规则类型（图 3.5.2.4a）的盐度日变化特点是：各层的盐度日变化都比较小，变化没有规律可寻，杂乱无章。一般都出现在盐度垂直分布呈均匀状态的季节，如冬季、初春和秋季。

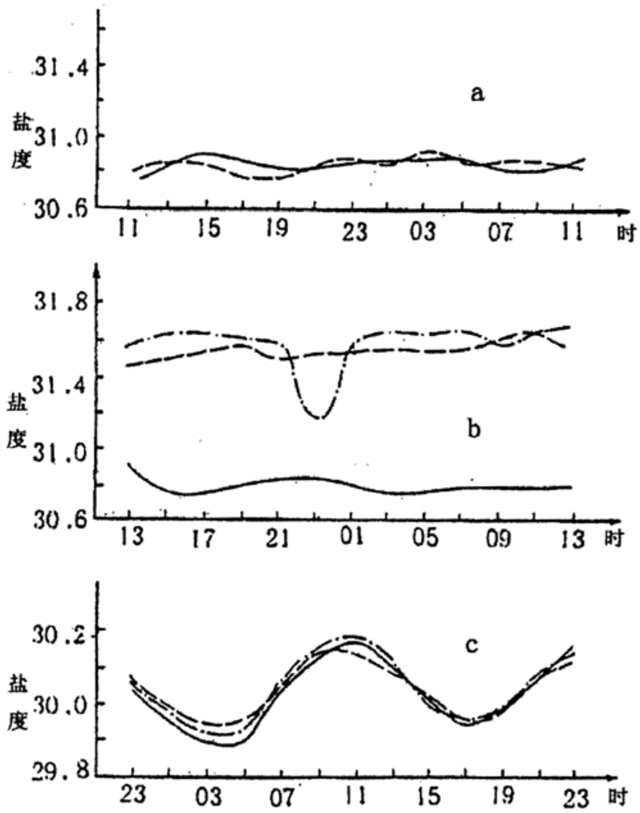


图 3.5.2.4　黄海盐度的日变化举例[39]

图中：——表层，一•—• 中层，------底层。

内波效应类型（图 3.5.2.4b）的盐度日变化特点是：表、中、底各层盐度的日变化不同步，表层和深层的盐度日变化比较平缓，日变化小；而日变化剧烈的发生在次表层或中层。这种现象多出现在春末和夏季，此时盐跃层已形成或处于盐跃层强盛期，在跃层的上、下界，昼夜垂直振动明显—内波作用，造成剧烈的盐度日变化。这种类型的日变化多发生在远岸或海区中央。

潮效应类型（图 3.5.2.4c）的盐度日变化特点：盐度日变化比较剧烈，表、中、底三层的日变化非常规则，大体具有潮汐周期的特点。在该例中，一昼夜内盐度出现两次最大值和最小值，尤其表层，日变化最大。在该例中，最大值出现

在 11 时和 23 时，最小值发生在 04 时和 16 时，周期为 12 小时左右。与半日潮流周期相接近。

海水盐度的年变化，不如温度的年变化规则，总的趋势是与温度的相反。这里取黄海中央 4 个测站的例子。4 个测站的位置在图 3.5.2.5e 中标出。分析上述各站的盐度年变化曲线后，可以获得以下认识：（1）各站的表层盐度年变化比较规则，基本上是具有年周期的特点，即一年之内有一个最大值和一个最小值。最大值都发生在冬季的 1 月、2 月；最小值出现的时间随地点而异。北黄海盐度最小值出现在 6～7 月，南黄海的发生在 8 月或 8～9 月，也就是说，黄海表层盐度最小值出现的时间，是由北往南逐渐落后的趋势。（2）不论哪个站，哪个层次，盐度的最大值出现的时间都是同步的，均发生在冬季 1～2 月。这是由于冬季对流混合最强，有时可达海底，使最大值出现的时间几乎是同时的。但盐度最小值出现的时间十分复杂。如 313-09 站，最小值出现的时间是随深度的增加而推迟的，但其他各站无规律可寻。（3）各站盐度年变幅最大发生在表层，随着深度的增加，盐度年变幅也逐渐变小。（4）4 个站比较，盐度年变化值以 313.09 站最大，表层年较差达 4.0；54 站的最小，表层盐度年较差为 1.25。

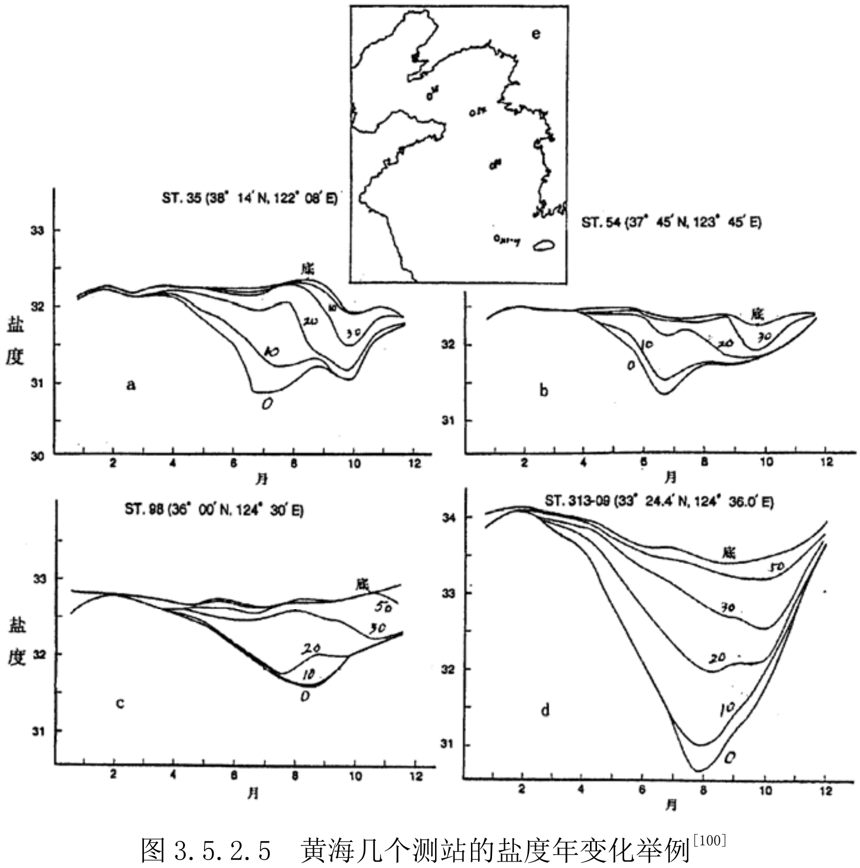


图 3.5.2.5　黄海几个测站的盐度年变化举例[100]

文献[31]指出，黄海表层盐度的年变幅在 0.45～4.5 之间。其中：黄海北部、山东半岛南岸近海的最小，在 0.5~1.0 之间；黄海中部及南部的暖流区，盐度年变幅在 1.0～3.0 之间；黄海西南部，受长江冲淡水影响，盐度年变幅在 2.0～4.5 之间。

由于各地的气候条件、环流等差异，导致盐度出现明显的年际差异。因海上无法获得定点多年的盐度观测资料，这里取黄海西岸部分海洋站多年海面盐度资料为代表，来记述黄海表层盐度的多年变化情况（图 3.5.2.6）。由图看出，大连、龙口、烟台、成山角、乳山口、小麦岛、石臼所 7 站表面盐度的年际变化显著，各站均有其自身的特点，但从总的趋势来讲，基本上还是一致的。其中：1968～1969 年和 1982～1983 年间盐度比较高，属于高盐年；而 1975～1976 年间盐度比较低，属于低盐年。另外，烟台、大连两站的年降水量有减少的趋势（图 3.5.2.6d）。

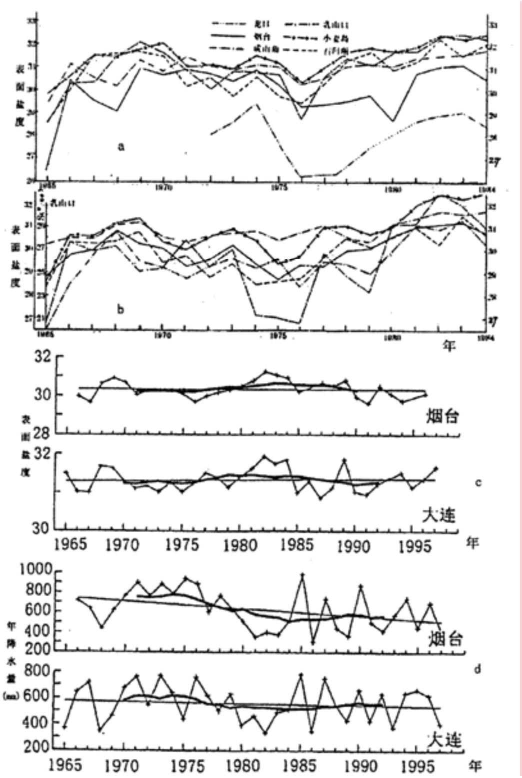


图 3.5.2.6　黄海西岸部分海洋站表面盐度的多年变化[39、1)]

图中：a~冬季（2 月）（1965~1984）；b~夏季（1965~1984）；c~烟台、大连站的表面盐度（1965~1997）；d~烟台、大连站的降水量（1965~1997）

1) 方国洪、王凯、郭丰义等，2002。近 30 年渤海水文和气象状况的长期变化及其相互关系。海洋与湖沼，33（5）：515~525。

第三节　海水密度

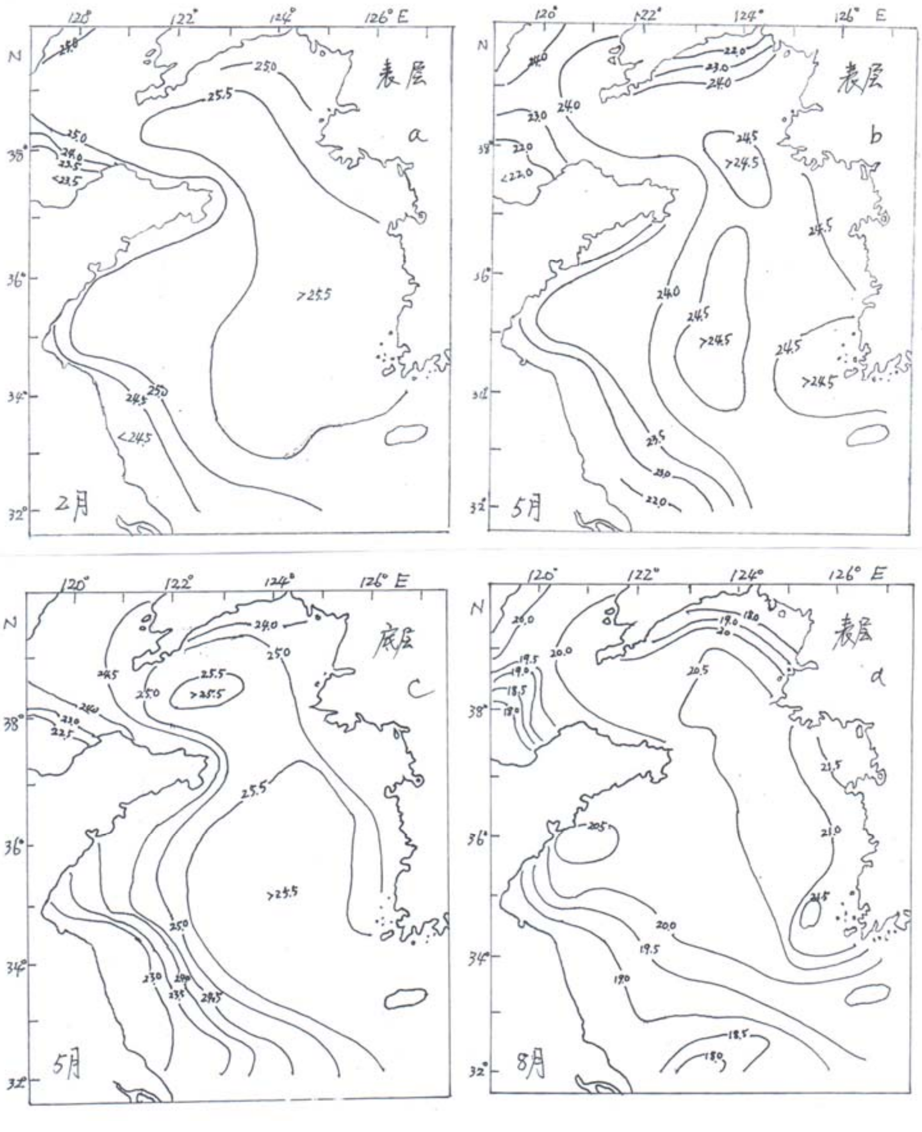
海水密度是指单位体积中海水的质量，单位为 $kg·m^{-3}$ 或 $g·cm^{-3}$。海水密度不同于海水温度和盐度，它不能用直接测定的方法获得，而是根据温度、盐度计算求出，因此，密度是属于第二性的，是派生的要素。海水密度是温度、盐度和压力（深度）的函数。对于表层来讲，海水密度只是温度和盐度的函数。密度随盐度的增加而增大，随温度的升高而减小，或者是温度、盐度的综合效应。凡是能影响海水温度和盐度的因子，也都会对海水密度产生影响。

不同海区和不同季节，影响密度分布和变化的因子也不相同。在沿岸和江河冲淡水影响的海域或水层，密度的分布与变化主要取决于盐度的状况，在外海和海区中央，盐度变化小，密度的状况主要取决于温度。密度的时间变化，主要视温、盐度随时间变化值的大小而定。密度的垂直分布与盐度的垂直分布相似，即密度随深度的增加而递增，它与温度的垂直分布相反。由于温、盐度的垂直分布皆随季节而异，因此，密度的垂直分布在不同季节也不一样。温度和盐度的垂直分布类型，也相应地决定了密度的垂直分布类型。由于温、盐度在表层变化最大，故密度的变化也以表层最为显著。在温、盐度出现跃层的附近，也相应地出现密度跃层。

一、海水密度的分布

冬季（2 月）　是海水密度最高的季节，这是因为冬季水温最低、盐度最高的缘故。此时，黄海的表层密度在 24.5～25.5 之间，密度的地区差异小，分布很均匀，是全年密度平面分布最为均匀的季节（图 3.5.3.1a）。其中：北黄海表层密度在 25.0～25.5 之间；南黄海的在 24.5～25.5 之间，除苏北沿岸密度较低，为＜24.5～25.5 外，其余的都在 25.0～25.5 范围内。表层密度的分布形势大体与同期盐度分布的比较接近，有一高密度水舌由南黄海南部向西北偏北方向伸展，进入北黄海后折西，其前锋可达渤海海峡口附近。冬季密度的垂直分布比较简单，无论是单站垂直分布（图 3.5.3.2）或断面分布（图 3.5.3.3a），都表现为垂直均匀一致的状态，上、下水层几乎呈一条直线。这主要是由于冬季海面冷却对流混合强的缘故。但在 36°N 断面图上清晰表明，断面东侧的密度，略高于断面西侧的密

度。



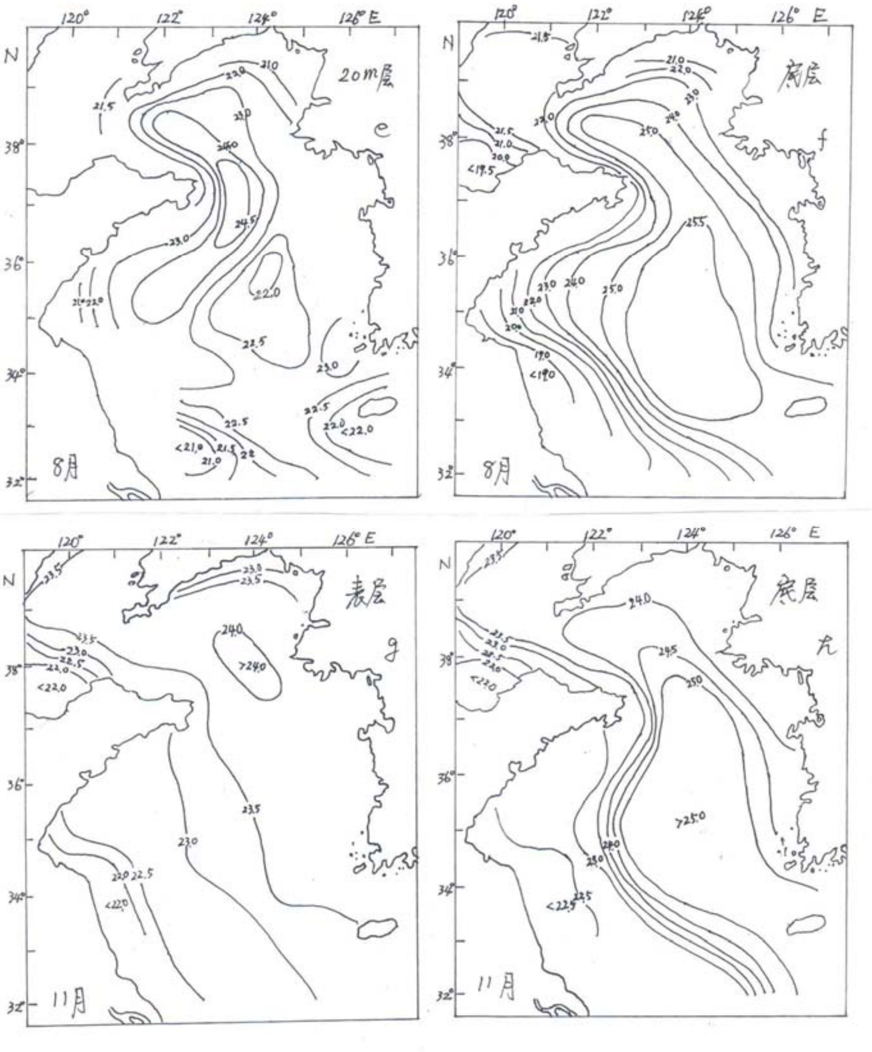


图 3.5.3.1 黄海海水密度的平面分布[100]

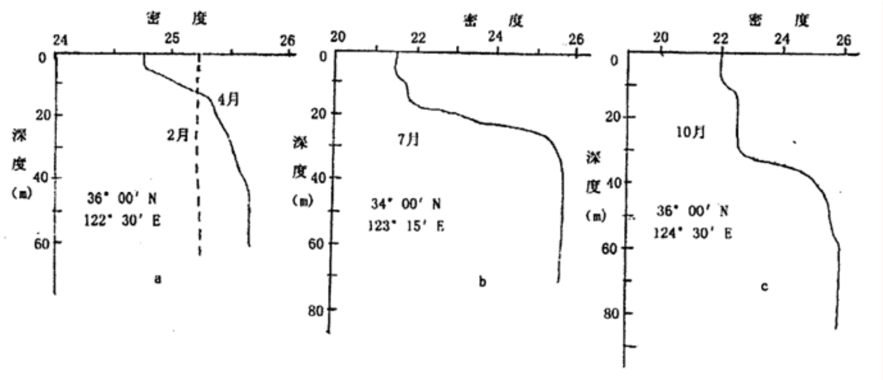


图 3.5.3.2 黄海海水密度垂直分布举例[67]

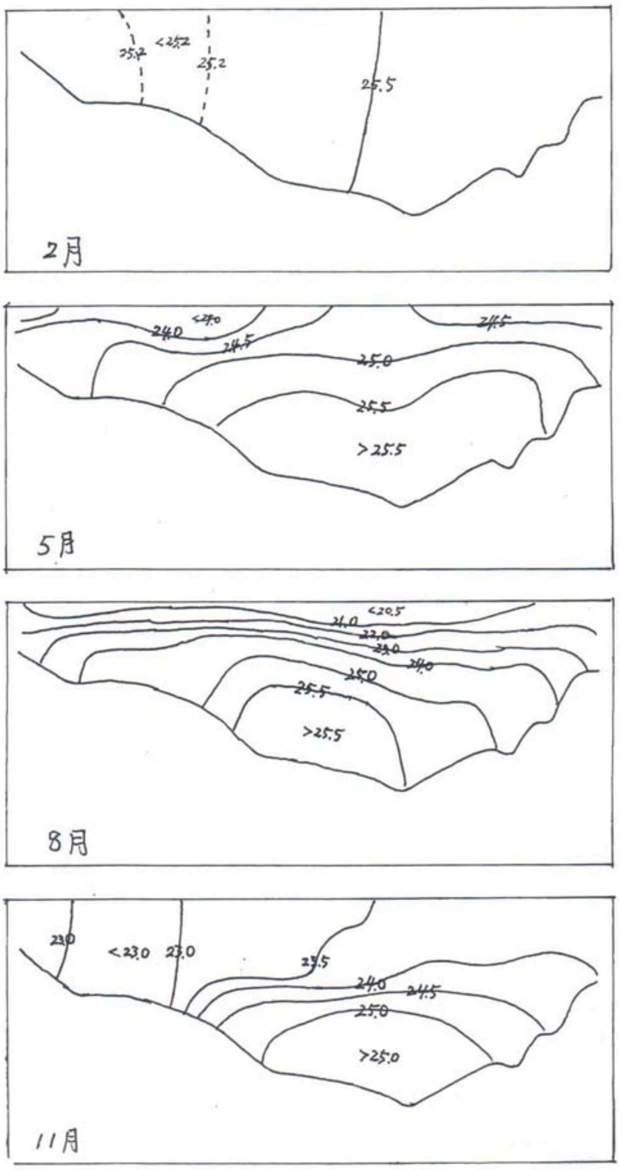


图 3.5.3.3　黄海 36°N 纬向断面的密度分布[100]

春季（5 月）　是升温季节，也是降盐季节。升温使密度下降，降盐也使密度下降，故春季是降密季节。与冬季相比，黄海表层密度普遍下降了 1.0～3.0。其中：辽南沿岸下降了 2.0～3.0；黄海西岸的山东半岛沿岸和苏北沿岸，下降了 2.0；长江口东北海域下降了 2.5；黄海中部和东部，表层盐度下降了 1.0～1.5。此时，黄海表层密度在 22.0～24.5 之间。其中：辽南沿岸的为 22.0～23.5 之间，山东半岛沿岸的为 23.0～23.5 之间，苏北沿岸的在 23.0 左右，长江口东北的在 22.0～23.0 之间，黄海中部和东部，表层密度在 24.0～24.5 之间。春季黄海表层密度的分布特点是，24.0 的高密水域控制了黄海的中部和东部，并有几个闭合的

高密中心，中心值在 24.5 以上。黄海西侧沿岸和辽南沿岸为低密区，尤以辽南沿岸和长江口东北海域，密度均在 22.0 以下（图 3.5.3.1b）。底层密度的分布形势与表层的稍有不同，前者以高密水舌清晰为主要特色，水舌自济州岛西北向北伸展，其前锋可达渤海海峡口附近，水舌中央密度值在 25.5 以上。另外，苏北沿岸和辽南沿岸为低密区，密度值分别在 23.0 以下和 24.0 以下。在垂直分布方面，4 月在黄海已有微弱的密跃层迹象，强度很弱，还达不到密跃层的标准（图 3.5.3.2）。到了 5 月，36°N 断面图上出现分层现象，上层为相对低密的上均匀层，深底层为相对高密的海水，其等密度线像“马鞍形”或铁锅似的倒扣在海底的洼地上，两边靠岸的地方，还出现向上跷起（上拱）的趋势（图 3.5.3.3b）。

夏季（8 月）　表层水温最高，表层盐度最低，故夏季是全年表层密度最低的季节。此时，黄海表层密度在 18.0～20.5 之间。其中：辽南沿岸在 18.0～20.0 之间。苏北沿岸在 19.0 左右。长江口东北海域在 18.0～18.5 之间。黄海中央表层密度在 20.5 左右。黄海东岸的江华湾至大黑山群岛一带，密度最高，达 21.5～22.0（图 3.5.3.1d）。与春季相比，夏季黄海表层密度下降了 3.0～4.0。其中：辽南沿岸下降了 4.0；苏北沿岸下降了 3.0；长江口东北海域的下降了 4.0；黄海中央及东部海域，下降了 2.0～4.0。中层（以 20m 层为例）的密度分布（图 3.5.3.1e），与同期同层的水温分布相似（图 3.5.1.1e）。在北黄海和南黄海西北侧，出现一个范围较大、等密度线密集的闭合高密水块，高密水块中心位于成山角外海，中心密度值为 24.5。在这高密水块的东南侧，有一个闭合的低密水块，低密中心值为 22.0。另外，在苏北启东咀外，为另一个低密区，密度值为 21.0～22.0 之间。8 月底层的密度分布，与 8 月底层的水温分布极为相似。整个黄海底层，被一闭合的椭圆状的高密水块所盘踞，四周密度低、中央密度高，等密度线密集，水平梯度大（图 3.5.3.1f）。高密中心值在 25.5 以上，比外围的等密度线高 5～6kg/m^3。在垂直分布上，表现出很强的分层现象（图 3.5.3.2b 和图 3.5.3.3c），海水密度分布呈三层结构形式：上层密度低，约 20.5～21.5，因湍流混合呈现均匀一致状态，称上均匀层。下层为高密度水块（黄海冷水团），密度大，中心值为 25.5 左右。中间（10～20m）层为密度跃层，强度在 0.2～0.4g/m^4 之间[30]。

秋季（11 月）　是降温季节，也是增盐季节，降温、增盐使密度增加，从而秋季是增密季节（图 3.5.3.1g）。与夏季相比，黄海表层密度升高了 3.0～5.0。

其中：辽南沿岸升密 4.0～5.0；苏北沿岸升密 3.0；长江口东北海域升密 4.0～4.5；黄海中央和东部升密 3.0～3.5。此时，黄海表层密度在 22.0～23.5 之间，等密度线分布比较均匀，但舌状伸展不明显。底层密度分布与表层的稍有不同，主要表现在高密水舌的伸展成为其主要特征（图 3.5.3.1h）。密度值在 22.5～25.0 之间，24.0 等密度线的水舌前锋可达渤海海峡口附近，而南黄海西侧密度较低，为 22.5～23.0 之间。在垂直分布方面，与夏季相比，有三点变化：（1）上均匀层明显下沉，由原来的 5～10m 下沉到现在的 25～30m；（2）密跃层强度减弱，由夏季的 0.2～0.4kg/m^4 减为现在的 0.1kg/m^4 [30]；（3）深层高密水块的范围明显收缩，仅盘踞在黄海的洼地附近。

由此可见，黄海密度的分布特征，也可归纳为冬季型、夏季型和过渡型三种类型。冬季型出现在 12 月至翌年 4 月，持续时间为 4～5 个月。夏季型出现在 6～8 月，持续时间为 3 个月。过渡型发生在 4～5 月和 9～11 月的季节交替时期，春季为降密期，秋季为增密期。

二、海水密度的变化

凡是引起海水温度、盐度日变化和年变化的因子，也都会影响海水密度的日变化和年变化。通常，密度的日变化在近岸海域较大，远岸和海区中央的较小；在季节上，夏季日变化较大，冬、秋季的较小；在层次方面，表层的日变化较大，深、底层的较小。黄海的温度和盐度的日变化，都具有不规则类型、内波效应类型以及潮效应类型三种，那么黄海海水密度的日变化，也应具有上述三种类型。

1. 不规则类型的密度日变化　这种类型的特点是密度日变化十分复杂，没有规律可寻，各层次出现的最大值和最小值无任何联系，密度日变化也比较显著。如图 3.5.3.4a 所示。

2. 由内波引起的中层密度的日变化　这种类型的特点是密度日变化大的水层，并不发生在表层和底层，而是出现在中层，且不规则（图 3.5.3.4b）。这是由于密跃层形成后，在跃层附近出现内波，内波引起跃层垂直位移的缘故。在黄海，密跃层于 4～5 月形成，7、8 月最强，9 月以后逐渐消失。因此，该海区中层密度的这种日变化，基本上是随着密跃层的形成、强盛和消失而演变。

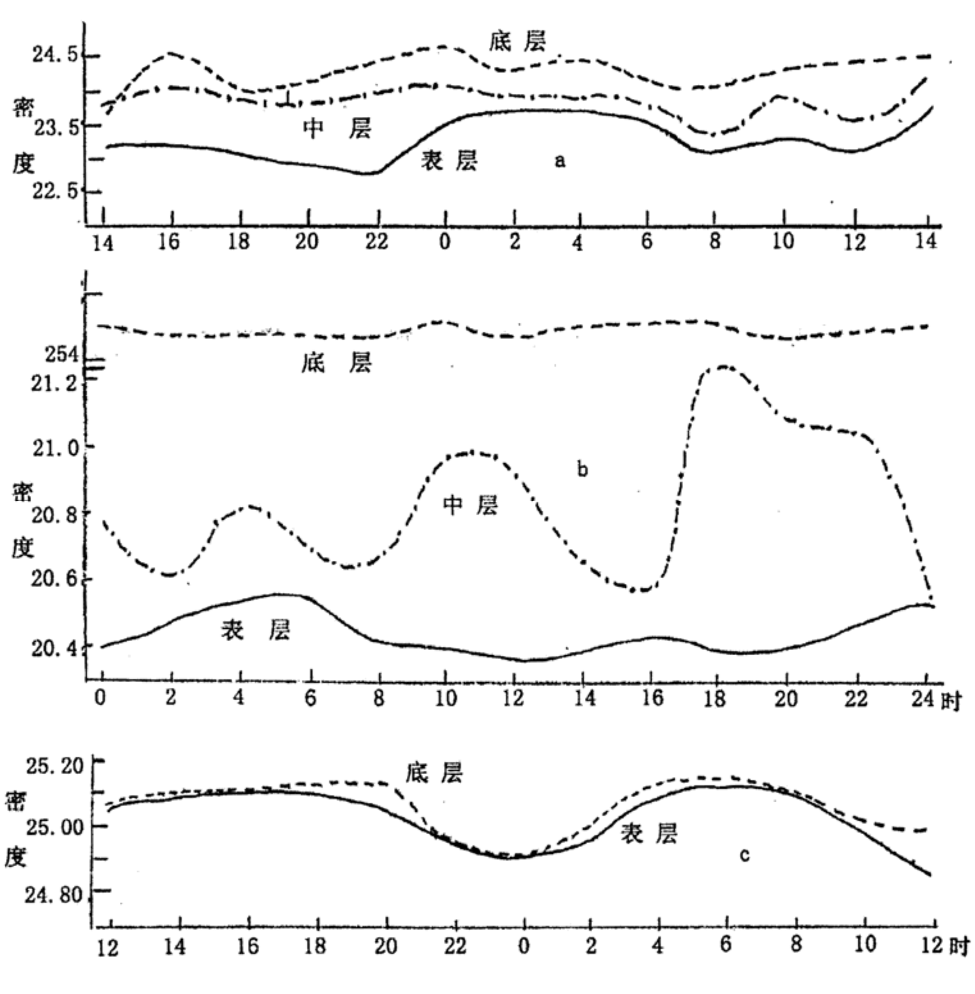


图 3.5.3.4　黄海海水密度的日变化举例[1)]

3. 由潮流引起的密度日变化　　黄海是潮流很强的海区，潮流能驱动海水作周期性的输送，从而导致海水密度出现显著的日变化，如图 3.5.3.4c 所示。这种类型的最大特点是，表、中、底各层的日变化非常规则，大体具有潮周期的特点。

由于密度是温度、盐度的综合效应，则密度的年变化可能比单纯的温、盐度的年变化要复杂。这里取 4 个测站的实例，来记述黄海密度年变化的特点。4 个测站的位置在图 3.5.3.5e 中标出，它与温度、盐度的年变化（图 3.5.1.6 和图 3.5.2.5）是匹配的，三者都为同一站位，可以进行比较。

分析以上 4 站的密度年变化曲线，可以获得以下认识：（1）各站表层密度的年变化都比较规则，具有年周期的特点。最大值出现在冬季的 2 月，最小值发生在夏季的 8 月。年较差都比较大，如 35 站的密度年较差为 6.0 左右；54 站的为 5.0 左右，98 站和 313.09 站的分别为 5.5 和 6.0 左右。（2）除黄海最南端的 313.09

[1)] 国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964。全国海洋综合调查资料。

站外，3 个站各层次的密度最大值都是同步出现的；但最小值发生的时间，却随深度的增加向后推迟，表、底层最小值出现时间可相差 2～3 个月。（3）各站的密度年变化幅度值，都是由表层向下而逐渐递减的，也就是说，表层的年变幅度大、深层的小。（4）把图 3.5.3.5 与图 3.5.1.6 和图 3.5.2.5 相比较，便可看出：313-09 站的密年变化曲线，与该站的盐度年变化曲线比较相似，而与该站的温度年变化曲线相差甚远。而其余 3 站（35 站、54 站和 98 站）的密度年变化曲线，与盐度年变化曲线无明显的共同点，而与温度的年变化曲线正好相反。表明这 3 站的密度年变化主要取决于温度的年变化。

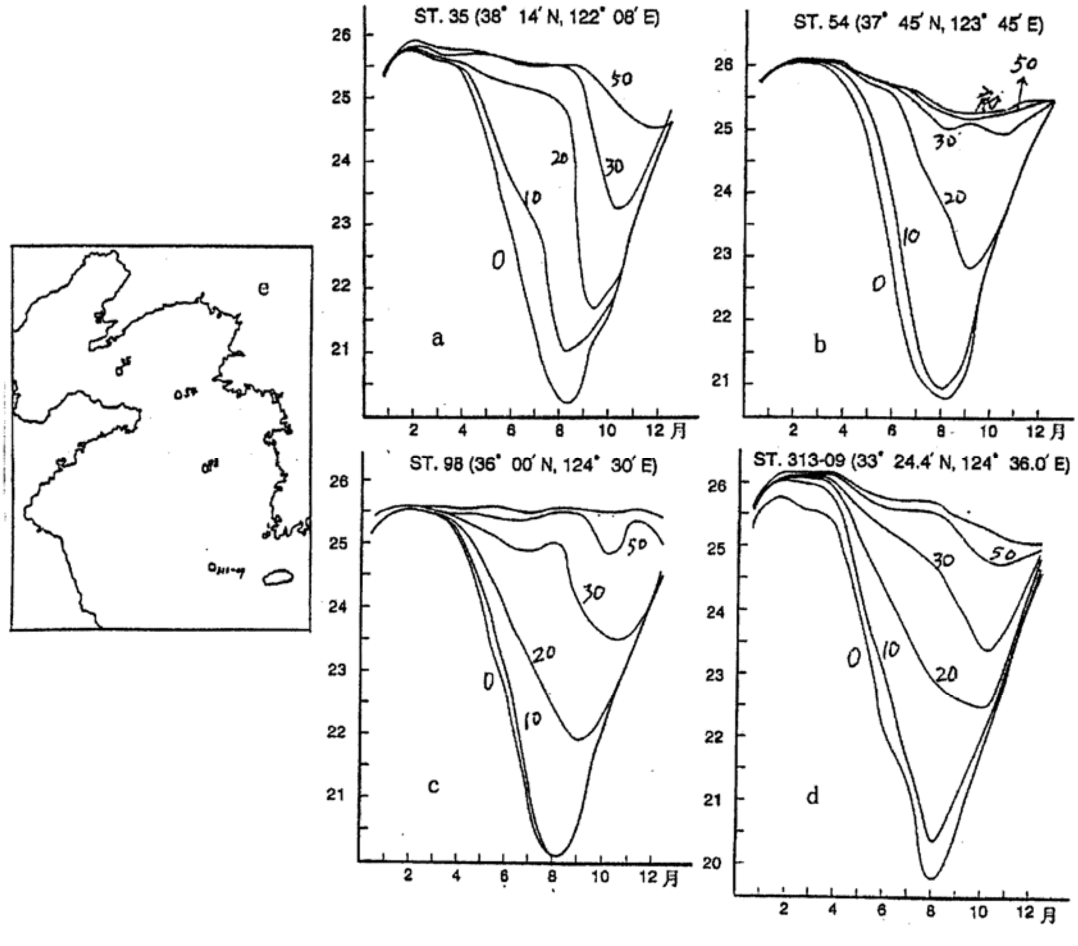


图 3.5.3.5　黄海几个测站的密度年变化[100]

第四节　海冰

海冰是极地海域和高纬度海域的一种自然现象，也是一种海洋自然灾害。它是由海水温度降至冰点以后，由液态变成固态的一种形态变化。海冰是由纯冰晶、卤水、固体盐和气泡组成的混合物，有些海域，如辽东湾、渤海湾和莱州湾的海冰，还包含有泥沙等杂质[26]。

海冰有狭义和广义之别。狭义的海冰系指由海水冻结而成的咸水冰；广义的海冰是指出现在海上的一切冰的总称，包括咸水冰、淡水冰、河冰和冰山等。

中国近海的海冰，主要出现在渤海及黄海北部沿岸及海上的部分海域，这是由于所处的地理位置及水文气象条件所决定的。黄海位于东亚季风气候区域内，冬季盛行偏北风，天气寒冷干燥，常有冷空气或寒潮侵袭，气温骤然大幅度下降，导致海水温度也下降，并使海水发生相变形成海冰。每年冬季，黄海北部沿岸皆有程度不同的海冰出现。这里的海冰，都是“一冬（年）冰”，即当年冬季形成，翌年春季消失，冰龄不超过一个冬季。

一、概 述

黄海北部沿岸的海冰，在一般气候正常的年份里，并不算是一个严重的问题。但在某些特别严寒的冬季，会发生严重的冰冻现象，致使局部海面冻结，航道封冻，海上交通中断和作业停顿，沿岸港湾堆积有厚冰，造成重大损失。相反，在某些暖冬年份，冰情就轻，只在某些港湾、浅水滩涂、河口地区才见有冰，冰害的危害程度就小。

冰情是指海上和岸边的结冰范围、数量、冰的厚度、分布和漂流等情况，是衡量海冰轻、重程度的一个综合概念。冰情严重的年份（“重冰年")，结冰范围大，盛冰期长，冰块较厚，冰质坚硬，堆积现象严重，危害大；冰情轻的年份（“轻冰年”），结冰范围小，盛冰期短，冰块较薄，冰质松散，堆积现象轻，危害程度小。

每年初冬第一次出现海冰的日期，称初冰日；翌年春天海冰最后消失的日期，称终冰日。由初冰日至终冰日这一段时间间隔，称结冰期或总冰期，简称冰期。根据渤海和黄海北部的海冰的生消过程，可把冰期划分为三个阶段，即初冰期、

盛冰期和融冰期。从初冰日开始至盛冰日为止这一段时间称初冰期。初冰期是海冰形成和发展的时期（阶段），也是整个冰期中持续时间最长的阶段。初冰日是海水开始结冰的第一天。盛冰日是指第一次连续 3 天的冰量为 8 成和连续 3 天出现薄冰（冰厚为 15~30cm），此 3 天的第一天即为盛冰日[50]。从盛冰日到融冰日的这一段时间叫盛冰期。盛冰期是一冬冰中冰情最为严重的时期，此时，冰情比较稳定，冰量多而冰块厚，冰质坚硬，海冰堆积现象比较严重。融冰日是指在整个冰期中，最后一次冰量连续 3 天大于或等于 8 成，3 天出现薄冰，把这 3 天的最后一天定为融冰日[50]。融冰期是指融冰日至终冰日之间的时间间隔，它是整个冰期的最后阶段，即海冰衰减—消失阶段。在融冰期中，固定冰不断变成流冰，大片冰块逐渐破碎，变成小冰块或碎块，使海冰进而融化、减少、消失。融冰期期间，冰质疏松，抗压力小，流冰现象严重。终冰日是指冰期结束那天，即海冰完全消失的日子。

在整个冰期内，并非每天都能在能见范围观察到海冰，而会出现“无冰日”的现象。这种“无冰日”天数，在初冰期和融冰期出现较多，盛冰期中也有但比较少。“无冰日”出现的原因有二：（1）热力因子，（2）动力因子。前者是气温回升和下降；后者是风、浪、流、潮的运动。使已形成的海冰融化或漂移它处，或使海水再次结冰或别处的海冰漂移过来。尤其是冰量的日变化和逐日变化更为显著，有时早上有冰，中午消失：或今日有冰，明、后天消失，过几天又见有冰。

我国的海冰，按其运动状态大致分流（浮）冰和固定冰两类。流冰指漂流（浮）在海面上的一切冰块，随风、浪、流、潮作用而漂流移动。流冰按其发展、形态和冰厚又分：初生冰（N）、冰皮（R）、尼罗冰（Ni）、莲叶冰（P）、灰冰（G）、灰白冰（Gw）和白冰（W）7 种。白冰、灰白冰、灰冰 3 种冰的厚度较厚，约在 10cm 以上。固定冰是指与海岸、岛屿或与岸边、海底冻结在一起的冰，不能做水平运动，但可以随潮汐涨落做垂直运动。固定冰按其成因又可分为沿岸冰、冰脚、搁浅冰。也可按海冰表面的特征分：平整冰，重叠冰和堆积冰等。

由于各年海冰的冰情不同，如冰期长短不一，结冰范围不同，结冰厚度差异、冰面堆积程度等。1973 年，国家海洋局制定了渤海和黄海北部海冰冰情等级表。把冰情等级划分为五个等级：Ⅰ级（冰情最轻）—轻冰年，Ⅱ级（冰情偏轻）—偏轻冰年，Ⅲ级（冰情正常）—常冰情年，Ⅳ级（冰情偏重）—偏重冰年，Ⅴ级

（冰情严重）—重冰年。黄海北部各个等级的冰厚和结冰范围如表 3.5.4.1 所示。图 3.5.4.1 系用海冰边缘线表示的黄海北部冰情等级分布。由图可知，黄海北部的冰情等级线分布，基本上是与辽南海岸线平行的，但流冰边缘线离岸的距离，是由西向东逐渐递增的。黄海北部沿岸的海冰，西界至大连湾附近，东界至西朝鲜湾。

表 3.5.4.1　黄海北部沿岸海冰冰情等级一览表

项目 / 等级	结冰范围，指离岸垂直距离（n mile）	冰厚（m）	
		一般	最厚
Ⅰ（冰情最轻）	<10	<10	20
Ⅱ（冰情偏轻）	10~15	10~20	35
Ⅲ（冰情平常）	15~25	20~30	50
Ⅳ（冰情偏重）	25~30	30~40	65
Ⅴ（冰情严重）	>30	>40	80

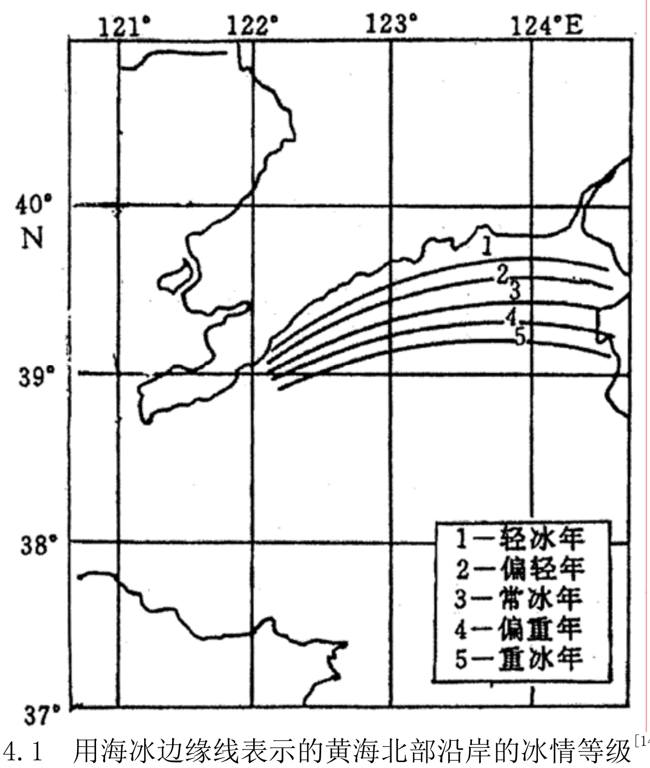


图 3.5.4.1　用海冰边缘线表示的黄海北部沿岸的冰情等级[14]

二、海冰的时空分布

黄海北部沿岸的海冰，大致以鸭绿江口为界分为两段[22]：西段指中国辽南沿岸的海冰，东段为朝鲜岸段的海冰。东段海冰，是从鸭绿江口向东，经西朝鲜

湾、大同江口、海州湾等，冬季均有程度不同的海冰出现；甚至连韩国的江华湾内有时也有流冰的漂移。因东段海冰资料不掌握，这里只介绍西段的海冰。

冬季，辽南沿岸西起大连湾，东至鸭绿江口一带，都有程度不同的海冰与河冰出现。这里的冰情严重程度，仅次于渤海辽东湾和渤海湾，而超过莱州湾的冰情。因此，辽南沿岸的海冰应引起重视。通常，辽南沿岸在 11 月下旬或 12 月上旬见初冰（最早 11 月 9 日，最晚 12 月 1 8 日，平均为 11 月 23 日），终冰于 3 月中旬（最早 3 月 7 日，最晚 4 月 4 日，平均为 3 月 22 日）。冰期平均为 120 天，最长 147 天，最短 99 天（表 3.5.4.2）。冰情严重地段是在鸭绿江口附近，因为那里有淡水、河冰流注入海的缘故（图 3.5.4.2）。向西至长山群岛附近，冰情就轻些。初冰日平均在 1 月 17 日出现，终冰日平均为 2 月 16 日，冰期平均只有 31 天。也就是，辽南沿岸的海冰冰期，是由鸭绿江口向西逐渐递减的，而且西部的冰期很不稳定，有些年份（如 1972 年）冰期为零。见表 3.5.4.2。辽南沿岸的盛冰期出现在 1 月中旬至 2 月中旬，盛冰期冰期为 39 天[9]。在整个冰期内，不是天天都有冰，而是常有“无冰日”出现。无冰日占一定的比例。如大鹿岛海洋站，多年平均的有冰日数为 96.6 天，占冰期天数的 81%[46]，也就是说，冰期中有 19%的天数是“无冰日”。小长山岛海洋站，多年平均的有冰日数只有 19 天，占冰期天数的 63%[46]，冰期中的 37%的天数是无冰日。

表 3.5.4.2　黄海北部沿岸海洋站的冰情统计[46、9]

项目 \ 站名			大鹿岛	小长山岛
冰期	初冰日（日/月）	平均	23/11	17/1
		最早	9/11	28/12
		最晚	18/12	16/2
	终冰日（日/月）	平均	22/3	16/2
		最早	7/3	20/1
		最晚	4/4	9/3
	冰期（天）	平均	120	31
		最短	99	0
		最长	147	64

项目＼月		11	12	1	2	3	4	年
有冰日数	大鹿岛	4.4	24.1	29.8	26.8	11.4	0.1	96.6
	小长山岛	—	0.4	8.3	9.7	0.8	—	19.1(平均)
冰量	大鹿岛	0.5	73.6	223.6	199.2	22.2	0	519.2
	小长山岛	0~3 成 10 天，占 52%；4~7 成 4.9 天，占 26%；8~10 成 4.3 天，占 23%						

		12 月	1 月			2 月		
黄海北岸冰区范围，用离岸距离（km）来表示	项目	下旬	上旬	中旬	下旬	上旬	中旬	下旬
	旬平均	16	22	26	30	34	30	22
	旬最大	31	35	56	39	46	52	37
冰型	站　名		1 月			2 月		
			上旬	中旬	下旬	上旬	中旬	下旬
	大鹿岛		P.G.R	G.P.R	G.P.Gw	G.Gw.P	Gw.G.P	G.P.Gw
	小长山岛		N.R	R.Ni.N	R.N.P	R.P.N	N.R.P	N.R

注：表中冰型符号是，N—初生冰，R—冰皮，G—灰冰，Gw—灰白冰，P—莲叶冰，Ni—尼罗冰。

表 3.5.4.3　黄海北部沿岸海洋站流冰漂流统计[46]

项目＼方向		N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
大鹿岛	频率（%）	16	3	2	1	1	1	7	14	10	2	1	1	2	2	11	19
	平均流速（m/s）	0.4	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4
	最大流速（m/s）	1.0	1.1	0.6	0.4	0.3	0.5	0.6	0.6	0.7	1.8	1.0	0.4	0.6	0.5	1.1	1.1
小长山岛	频率（%）		5	14				43	5	10		14					
	平均流速（m/s）		0.3	0.3				0.3	0.2	0.3		0.4					
	最大流速（m/s）		0.3	0.3				0.7	0.2	0.4		0.5					

黄海北部沿岸的流冰，以鸭绿江口附近最多，向西流冰便逐渐减轻。鸭绿江河口处流冰范围距岸最宽，约 30～40km；大鹿岛海洋站附近，流冰边缘线离岸距岸为 20～30km；到了长山群岛一带，流冰边缘线离岸距离为 10~20km；再往西至三山岛、大连湾一带，流冰边缘线距岸仅几公里（见图 3.5.4.2）。在盛冰期期间，流冰的边缘线离岸距离如表 3.5.4.2 所示。在 1 月、2 月，旬平均值（离岸

距离）在 22～34km 之间，旬最大距离在 35～56km 之间[9]。进入盛冰期后，便有固定冰出现。固定冰宽度各地不一，从几百米到几公里不等。固定冰厚度一般为 10～30cm，最厚达 50cm[50]。固定冰冰期约 40 天，出现在 1 月底至 2 月底这段时间。辽南沿岸的堆积冰，一般不是很严重。鸭绿江口附近，冰堆积高度一般为 2～3m，向西递减，为 1～2m。

黄海北部沿岸的流冰类型，如表 3.5.4.2 所示。主要是灰冰、莲叶冰、皮冰，也有灰白冰[1]，冰厚为 5～10cm。固定冰类型以灰冰、灰白冰居多，冰厚在 10～40cm 之间[1]。流冰的漂流方向与漂流速度，往往与观测的地点和朝向有关。如大鹿岛海洋站，流冰有 16 个方位，但以 NW~N 以及 SE～S 方向出现的频率较大，在 7～19%之间（表 3.5.4.2）。那里的流冰漂流速度，一般为 20~30cm/s，最大达 110cm/s[54]。在小长山岛海洋站，流冰只出现 6 个方位，并以 SE 向为最多，频率为 43%；其次是 NE 向和 SW 向，频率均为 14%。流冰漂流速度一般为 20~40cm/s，最大达 70cm/s[46]。

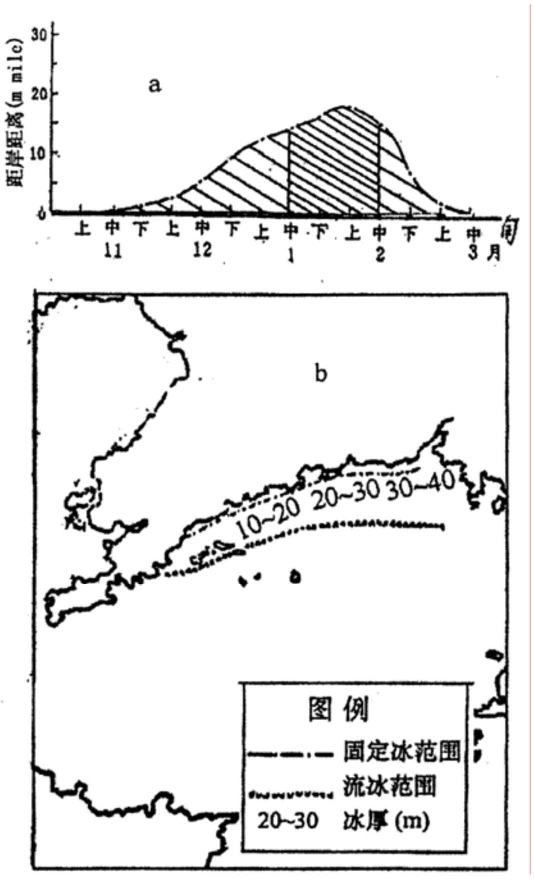


图 3.5.4.2 黄海北部沿岸冰情分布示意图[22、9]

图中：a～冰期与流冰范围，b～流冰、固定冰及冰厚分布

以上系指常冰情年的冰情，也就是平均状况。其实，黄海北部沿岸的冰情，年际差异很大。在 1963～1979 年间，1976 年的冰情较重，1972 年度的冰情较轻。以大鹿岛为例，1976 年的冰量，为多年平均值的 1.3 倍；有冰日数，比多年平均值多 14 天。海上经常有几平方公里～几十平方公里的大冰块，冰块最厚达 80～100cm。沿岸出现常年少见的固定冰，冰厚在 30cm 以上[46]。1972 年度大鹿岛的冰情不同，冰量只有常年的 40%；有冰日数比多年平均值少 13 天。该年度小长山岛冬季无冰，冰期为零，这是多年来未有过的记录[46]。

图 3.5.4.3 为黄海北部沿岸 6 年的流冰边缘线的分布。从这些零碎的资料看出，在盛冰期期间，那里的冰情各年差异很大，似乎 1939 年 2 月的流冰范围较大，而 1971 年 1 月、1972 年 2 月和 1983 年 2 月的就比较小。该图也清楚地表明，黄海北部沿岸的海冰范围，以鸭绿江口附近为最大，然后向西逐渐减小。就鸭绿江口而言，1939 年 2 月流冰范围的宽度，约为 1971 年 1 月的 2～3 倍。

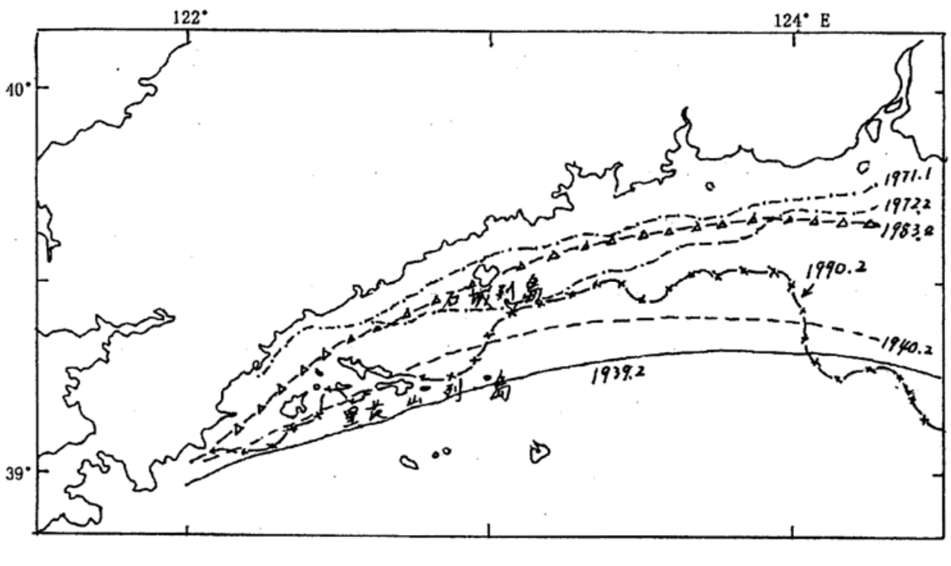


图 3.5.4.3　黄海北部沿岸 6 年流冰边缘线的比较（根据文献[1)] [13、77]综合）

在谈到黄海北部沿岸的海冰时，需要说明一个事实。黄海的海冰，并不仅仅出现在黄海北部沿岸，而在黄海的西海岸，如山东的庙岛群岛、蓬莱、烟台、威海、乳山口、胶州湾，甚至苏北的连云港、灌河口等地的河口、港区、浅滩，有些年份的冬季也会有薄冰出现[54]，但冰情很轻，对海上活动无大影响。因此，一般就不观测、不记录了，只是在地方志中有记载。

1) 国家海洋局，1975。黄、渤海冰情资料汇编，第二册。

第五节　水 团

一、概 述

水团一词的由来，是借用气象学上的气团这一称谓而得名。人们对大洋水团定义为：来自同一生成源地，具有良好的均一性（空间分布）和保守性（时间变化）的特征，体积有限和无限的水体。定义中强调了物理、化学、生物特征的均一性和保守性作为主要依据，这对大洋表层以下的水团来讲是可行的[38]。但对于近海，尤其是浅海来讲，就无法再套用大洋水团的定义了。因为浅海受陆地、气象、河流等外界条件的影响很大，海水性质在空间分布上比较复杂，在时间变化上差异显著，难以讨论其均一性和保守性问题。因此，在浅海水团分析中，对水团的均一性和保守性要求，就得放宽条件或降低要求，或者采用其他方式来代替。

毛汉礼、赫崇本[1)]在分析我国近海的各项水文要素状况时指出，在这些要素中，以盐度的指标性最强，用盐度的高低，作为初步划分水系的依据，并据此将我国近海部分的水系，划分为沿岸（低盐）水系和外海（高盐）水系两大类。在《中国近海的水系》这一专著中[2)]，根据我国浅海和大陆架的特点，对水团的均一性和保守性问题做了修改和补充。例如：关于水团的均一性，不仅仅局限于物理、化学的特征，还应考虑到水团的其他特征，诸如水团的演变规律和动力特性等。至于海水性质的保守性，在浅海并不具备，不宜作为水团划分的依据；但反过来却可利用其非保守性的一面，以季节性变化显著的规律性作为划分水团的依据之一。在浅海海域，因水团与水团之间进行混合而变性，从而无法寻找恒定的核心值，只有相对的温、盐值与相近的水体。另外，把沿岸水团的性质，看作为不同于一般的水团，而视为浅海中的一种特殊水团。由此可见，中国近海的水团具有变性的特点。

所谓浅海的变性水团，就是指温、盐度的性质相近，占据一定的空间，并具有明显的季节变化规律的水体[38、59]。这一概念，比较好地符合浅海水团的属性[38]。从而，在《中国大百科全书》（大气·海洋·水文卷）中，把水团定义为："源地和形成机制相近，具有相对均匀的物理、化学和生物特征及大体一致的变

1) 毛汉礼、赫崇本，1959。十年来海洋水文调查与研究进展。海洋普查通讯，1959（8）：8~15。

2) 国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964。全国海洋综合调查报告，第四册。

化趋势，而与周围海水存在着明显差异的宏大水体”。

在我国的书刊中，与水团有关的还有“水系”和“水”两词出现。水系这一名称是借用陆地水文学中的水系而来的，但海洋学中的水系毕竟不同于河流水系那样明确和严格。在浅海，温度变化比较剧烈，而盐度除河口地区外，比较稳定，故我国学者提出以盐度为主，参考其他要素，把海区的水团划分为沿岸水系和外海水系两大类。外海水系以盐度高，温、盐度的年变幅较小为其主要特征。沿岸水系的特点是，盐度比较低，温、盐度的年较差比较大。在沿岸水系这一总名称之下，又将位于不同地区的沿岸水团给予不同的称谓。为了区别外海水系中的“水团”，又把沿岸水团的“团”字省略，而称沿岸水，把它视为一种特殊水团看待。如辽东湾沿岸水团、苏北沿岸水团，简称辽东湾沿岸水、苏北沿岸水，而辽东湾沿岸水和苏北沿岸水又分别归属于渤海沿岸水系和黄海沿岸水系之下的水团称谓。也就是说，“水系”和“水”的关系是一种隶属关系。

二、水团的分布与变化

图 3.5.5.1 为渤、黄、东海四季代表月的 T-S 点聚图。由图看出，各季的 T-S 点聚图上，都有三种水系存在：右侧盐度在 34.0 以上部分，为外海（黑潮）水系，位置比较稳定，大致呈反“S”状。但反 S 状的上半部和下半部并不对称。外海（黑潮）水系只出现在东海。左侧部分为沿岸水系，以低盐为主要特征，尤其是 5 月、8 月和 11 月，点子向低盐方向延伸较远。冬季盐度较高，为 27.0～30.0 之间，其余三季盐度较低，在 24.0～30.0 之间。

介于沿岸水系和外海（黑潮）水系之间的过渡带和混合区，为混合水系，盐度在 30.0～34.0 之间，温差也比较大。混合水系在一年中是按夏半年增温、降盐和冬半年增盐、降温的规律演变的[39]。5 月，体现了表层增温和降盐的初期；8 月，降盐、增温最盛；11 月，处于增盐和降温的阶段；2 月，处于低温、高盐最盛时期。混合水系不如外海（黑潮）水系稳定，其 T-S 点子密集程度低于外海（黑潮）水系而高于沿岸水系。

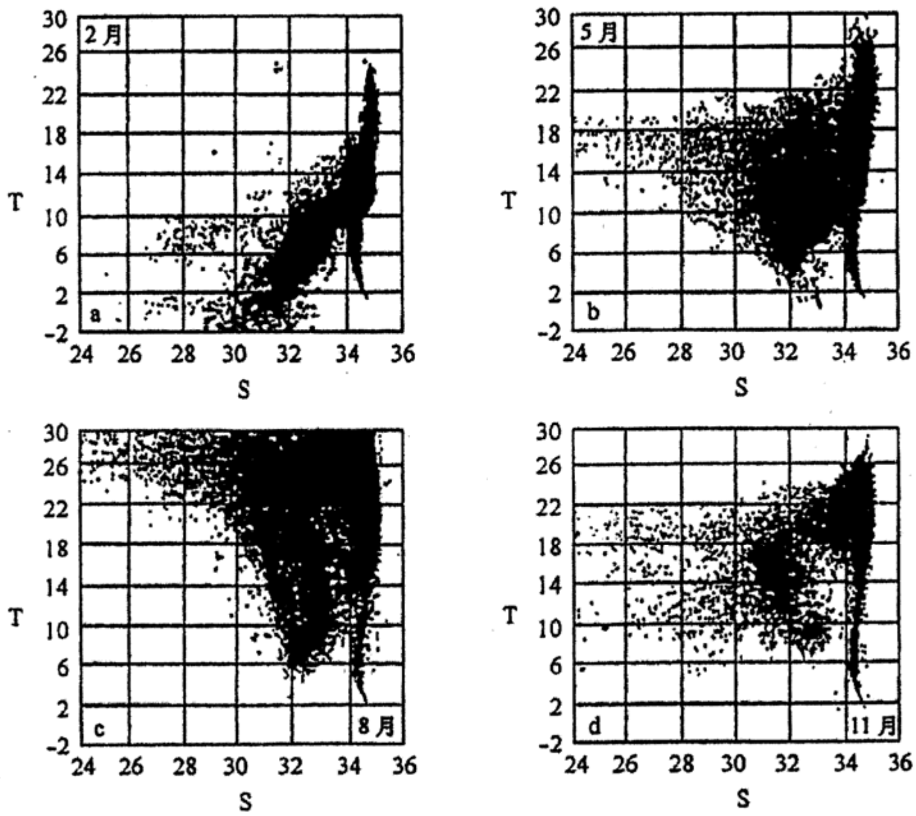


图 3.5.5.1　渤、黄、东海四季代表月的温-盐图解[38]

在黄海，只存在沿岸水系和混合水系两类，而无外海（黑潮）水系。沿岸水系是由江河入海的淡水与海水混合而成，主要分布在河口附近海域，占有一定的空间。沿岸水系的特点是：（1）盐度终年比较低，一般均在 30.0 以下，水平梯度较大，盐度梯度自河口向外逐渐递减。（2）温度变化较大，冬季显示为低温水，夏季显示为高温水。（3）沿岸水势力随季节而异，雨季、河川径流量大时，沿岸水势力就强，水平范围也大，盐度低；干季，河川径流量小时，沿岸水势力就弱，水平范围也小，盐度便升高[4]。（4）沿岸水的水层厚度，有明显的季节差异：夏季，沿岸水水层薄而浅，主要漂浮在 0～10m 之间；冬季，因对流混合强，使其厚度增大[7]。（5）水色混浊，透明度低[31]。黄海的沿岸水系由辽南—西朝鲜湾沿岸水、鲁北沿岸水、苏北沿岸水、江华湾沿岸水和长江冲淡水组成。

混合水系是对马暖流水进入陆架后与当地海水混合后，在当地的水文气象条件下形成的混合水团。在黄海，属于混合水系的水团有：黄海水团、黄海冷水团和黄海暖流水团。冬、夏两季黄海的水团平面分布如图 3.5.5.2 所示。

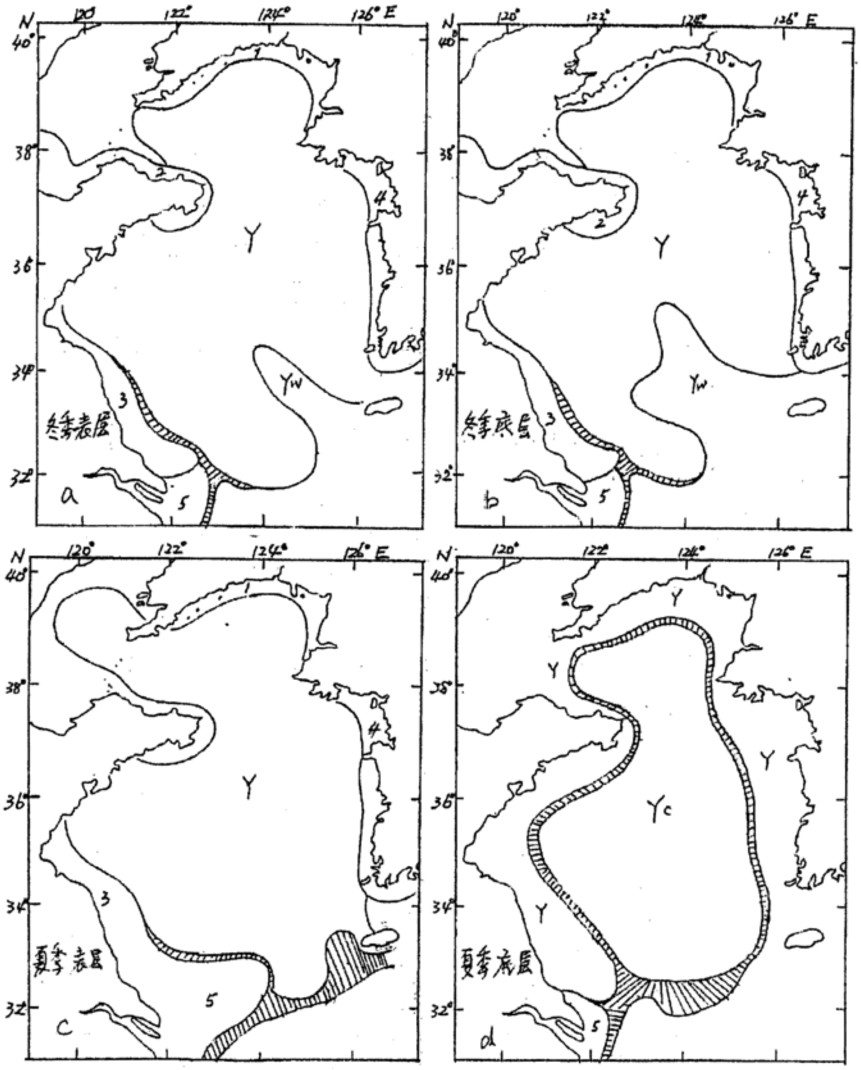


图 3.5.5.2　冬、夏季黄海的水团分布示意图（根据 31、38、26、4、23 等综合）

图中：1～辽南-西朝鲜湾沿岸水，2～鲁北沿岸水，3～苏北沿岸水，4～江华湾沿岸水，5～长江冲淡水，Y～黄海水团，Yc～黄海冷水团，Yw～黄海暖流水团，影线区～混合带。

辽南—西朝鲜湾沿岸水　是由鸭绿江、大洋河、大同江等入海河流的径流与海水混合而成的水体。分布在辽南沿岸、西朝鲜湾一带，约 20~30m 等深线以浅海域[4、38]。其外侧与黄海水团毗邻，但温、盐度比黄海水团的要低。该沿岸水势力的强弱与江河入海径流、季风等有关。冬季，黄海盛行偏北风，使沿岸水向东伸展，在西朝鲜湾占踞较大的空间；水温在-1～3℃之间，盐度为 31.0 左右。夏季，黄海多吹偏南风，又正值江河径流丰沛季节，使沿岸水向西伸展，有时可达大连湾附近。此时温、盐度分别为 24～25℃和 25.5～29.0[38、4]。

鲁北沿岸水　主要指渤、莱（渤南）沿岸水的冬季型而言。秋季 10 月至翌

年 4 月，渤、莱沿岸水受强劲的偏北风影响，顺山东半岛北岸自西向东伸展，尤以 12 月至翌年 3 月东伸最强，可绕过成山角而南下至石岛、乳山湾一带，且表、底层的分布范围大体相同。该沿岸水以低盐为主要特征[39]，表层盐度在 27.63～31.84 之间，底层盐度在 28.66～31.93 之间。表、底层水温分别为-0.45～2.20℃和-0.44～2.25℃之间。该沿岸水的另一个特点是，溶解氧含量特别高，平均为 8.24～8.30ml/L[39]。

苏北沿岸水　是由江苏北部沿岸的灌河、灌溉总渠、淮河入海口、射阳河等江河入海径流与海水混合而成的水体，分布在海州湾到长江口以北的苏北沿岸 20～30m 等深线以浅海域。其东侧与南侧分别与黄海水团、长江冲淡水为邻。由于苏北沿岸海底平坦，水浅、多沙洲、暗滩，故苏北沿岸水的水平范围较大。该沿岸水的特点[7、4、38]：（1）温、盐度的变化范围较小，水质比较均匀，无跃层出现。（2）沿岸水的地理位置比较稳定，冬、夏季季节差异不显著。（3）冬季，该沿岸水具有低温特征，苏北沿岸水的水温比黄海水团的约低 5℃，为 3～6℃；盐度在 31.25 左右。夏季，苏北沿岸水具有高温特征，表面水温达 28℃，比黄海水团的水温高 1～2℃；盐度为 30.5 左右。（4）苏北沿岸水受潮流和风混合显著，沿岸水的厚度自表层可达海底。

江华湾沿岸水　主要由汉江等江河入海的径流与海水混合而成的水体。分布在朝鲜半岛西岸江华湾至鞍马群岛一带。由于朝鲜半岛西岸江河入海的径流不大，且沿岸岛屿众多，地形复杂，该沿岸水范围限于 30m 等深线以内海域。其温、盐度变化范围在 4～25℃和 29.0~31.0 之间[38]。冬季，在偏北风的影响下，该沿岸水沿海岸南下可达罗州群岛附近：夏季，由于黄海水团的扩展和偏南风的缘故，该沿岸水聚留在江华湾及外烟列岛一带[23]。

长江冲淡水　主要由长江、钱塘江入海的径流与海水混合而成的水体，分布在长江口、杭州湾及其以东海域。长江年平均径流量为 9240 亿 m^3，年平均输沙量为 4.86 亿 t[26]。如此巨大的径流量和输沙量入海后，必然会形成河口向外冲溢的冲淡水和河口海岸的变化。长江径流入海后，大致有夏、冬两季的扩展途径（图 3.5.5.2）。夏季，长江冲淡水流出口门后，在惯性力作用下，以“射形流”形式直冲东海，此段距离为 20～60km，然后转向东北指向济州岛方向扩展。由于冲淡水盐度低、密度小，故它一般漂浮在表面至 10m 以内。如取以 31.0 等盐

线作为长江冲淡水的外边界，那么它所占踞的面积为 50000n mil^2 左右[7]。其范围：向北伸展至黄海西南部，与苏北沿岸水相连成片；向东达 127°E 附近。因此，夏季的长江冲淡水，是以长江口—杭州湾为中心，一个水平范围广而厚度薄的、呈扁舌状的水体。夏季，长江冲淡水的盐度为 4.06～31.0，温度为 21～29℃[7]。冬季，长江入海径流量大减，在强劲的偏北风作用下，长江冲淡水入海后不久，便转向顺海岸而南下，成为沪浙闽沿岸水的主要水源，其流幅狭窄，贴岸流动。由于冬季对流混合强，故该沿岸水的厚度达 30～50m。

黄海暖流水团　　系对马暖流西分支进入陆架海域的外海高盐水与黄海水团混合而成的变性水团，具有次高盐和温度季节变化显著的特点[31]。秋季，该水团在黄海水团南部的前沿处开始形成，温度为 17.5～23.0℃，盐度为 32.5～33.5。到了冬季，因海面冷却，盛行偏北风，对流、涡动混合都强，使该水团在东海西北部占据范围较大，表、底层的范围大体相当。其温、盐度分别为 8.5～15.0℃和 32.5～34.0[31]。春季，因表层海水增温降盐，海水出现分层现象，温、盐度的垂直结构产生变化，使该水团的上层范围开始缩小；而深底层，由于黄海冷水团向东海北部扩展，因此，黄海暖流水团被迫而南退。春季该水团的温、盐度分别为 12.5～17.0℃和 32.5~33.7。到了夏季，海水增温-降盐最强，更重要的是受长江冲淡水的排挤，黄海暖流水团大部分被并入黄海水团中，少部分被演变成混合带[31]。

黄海水团　　黄海水团是进入大陆架的外海混合水与当地海水混合而形成的水体，盘踞在黄海以及渤海和东海北部的部分海域。其主体部分位于南黄海和北黄海的中央[4]，如图 3.5.5.2 所示。该水团的最大特点是[31]：水团的体积存在明显的季节变化，冬季最大，夏季最小，春、秋季居中。黄海水团的上层，终年都占踞广阔的海域，其水平分布范围各季略有不同。而深底层的分布范围存在明显的季节差异，冬季，与上层一样，几乎遍及整个海域。到了夏季，黄海水团的深底层潜伏着黄海冷水团。从而在断面图上出现两个水团：上层为黄海水团盘踞，深底层为黄海冷水团盘踞。这样一来，黄海水团的体积在夏季为最小。春季为黄海冷水团的生成期，秋季为黄海冷水团的衰消期，故春、秋季的黄海水团的体积介于冬、夏季的之间。黄海水团的均一性和保守性都比较差，具有明显的混合水团的特征。从地区差异来看，温差大、盐差小。由于黄海水团盘踞的跨度较大，

南北地区温差为 3～27℃，而盐度差为 1.0～2.0。从温、盐要素的年变幅来看，也是温差大，盐差小。表层温度变化在 1.5～27℃之间，温差在 25℃以上；盐度为 30.3～32.9，盐差为 2.0~3.0。黄海水团的温、盐垂直结构随季节而异：冬季，整个水团呈垂直均匀一致的状态；夏季，因增温主要在表层，出现上、中、下三层的分层现象。黄海水团的温、盐特征：水温，冬、夏季分别为 2~9℃和 22~27℃；盐度，冬、夏季分别为 31.5～33.0 和 30.0~31.5[38]。

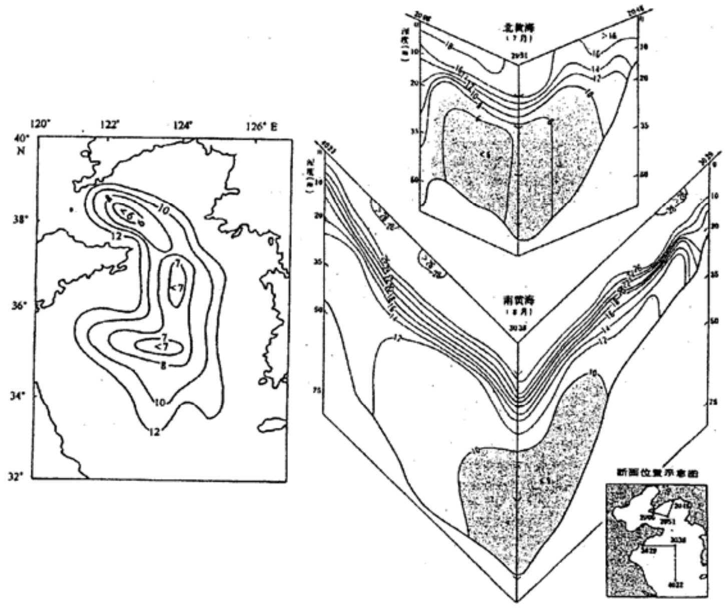


图 3.5.5.3　黄海冷水团的平面分布（左）与垂直结构（右）1)、[75]

图中：左图为黄海底层水温平面分布（多年平均），右图为黄海几条断面上的水温分布

黄海冷水团　特别是北黄海冷水团，是中国近海浅海水文中最突出的现象之一。黄海冷水团位于黄海水团之下，潜踞（伏）在黄海 20m 以下的深底层。黄海冷水团的范围，通常是在底层或深层水温平面分布图上，取 10℃或 12℃等温线所包络的面积为例。如取 10℃等温线为其边界，则它大致盘踞在 50m 等深线以深的黄海低洼地区[75、96]，东、西约跨 4 个经度，南、北约占 5 个纬度[65]。除山东半岛附近海域冷水团的边界较为稳定外，其他海域冷水团的边界都有较大的年际差异。这种差异，南黄海的比北黄海的要大，中层（如 30m 层）的又比底层的要大[65]。黄海冷水团呈圆顶状分布，其水平范围随深度的增加而增大[39]，它的厚度，四周薄，中央厚。从而在侧面方向看，像个铁锅似的倒扣在海底洼地处，并具有多个冷中心。有些年份为 2 个冷中心，有些年份为 3 个冷中心。还有

1)　《中国大百科全书》（大气·海洋·水文卷），1987，502。

些年份，黄海冷水团分裂为两个部分，分别单独存在于南黄海和北黄海[65]。

从黄海冷水团的温、盐度指标（表 3.5.5.1）看出，黄海冷水团的特点是，温差大（5～17℃）[7]，盐差小（1.0 左右），以低温为主要标帜的水体[76]。文献[7]还指出，黄海冷水团和上层水的交界处（温跃层下界）附近，溶解氧饱和度特别高。

表 3.5.5.1　黄海冷水团的温、盐度指标①

海区 / 代表月	北黄海		南黄海	
	温度（℃）	盐度（psu）	温度（℃）	盐度（psu）
5	5.5~6.7	32.00~32.50	8.7~9.0	32.50~33.60
8	6.0~9.5	32.50~32.70	6.8~10.0	32.60~33.50
11	7.5~10.8	31.80~32.70	7.5~10.1	32.70~33.10

黄海冷水团只有在增温季节，相对于变性剧烈的上层水体和周围的沿岸水团才能显示出来。冬季（12 月至翌年 3 月），外来的高盐水伸入黄海后，上层首先急剧降温，强烈的对流混合可达海底，使上下水层呈均匀一致状态（图 3.5.1.2a）。入春以后，表层增温显著，海水垂直分布出现分层现象，存在上均匀层、下均匀层和中间温跃层（图 3.5.1.2b）。此时，黄海冷水团首先在黄海中部底层开始出现，随着时间的推移，黄海冷水团的势力逐渐增强，并从黄海中部向四周发展。到了夏季，表层海水升温达最高，海水三层结构最强，温跃层之上为高温、低盐上均匀层，温跃层附近稳定度大，抑制了海水的上、下对流，起着屏障作用，使温跃层以下的海水基本上保持冬季遗留下来的低温、高盐性质，成为低温的下均匀层。这部分海水停留在黄海的深、底层，其密度比周围的大，比较稳定，这就是“黄海冷水团”或叫“夏季黄海深层冷水”。7、8 两月，黄海表层水温达 25～26℃，而深层水温仅 5～7℃，垂直向温差达 20℃之多（图 3.5.1.2c 和图 3.5.5.3）。在水平方向上，冷中心与岸边温差达 12～15℃，使其边界形成较强的海洋锋。夏季，整个黄海和东海北部的部分深、底层海域，均被这一低温冷水所控制。分布形势：以低温为中心，向四周递增的同心闭合椭圆状的密集等温线所笼罩着，最低值出现在北黄海的西侧。这就是黄海冷水团的鼎盛时期。到了秋季，偏北风兴起，表层海水降温增密，对流混合增强，使温跃层强度减弱，跃层深度增大、下沉，温

① 林金祥、宋万先，1981。黄海冷水团的基本特征。海洋研究，1981（4）：1~16

跃层衰减并逐渐消失，又逐渐恢复到冬季时的状态（图 3.5.1.2d）。因此，黄海冷水团是一个季节性水团，具有明显的月际差异。它存在于暖半年，即 5～11 月。在一年之中，4～6 月为黄海冷水团的生成期，7～8 月为其强盛期，9～11 月为其衰消期。12 月至翌年 3 月，黄海冷水团并不存在，成为海水的更新期，使黄海冷水团和黄海水团合二为一个水体[38]。黄海冷水团就是这样年复一年，周而复始的重复这样的过程。这就是黄海冷水团的演变过程。

由于各年冬季的寒冷程度不同，因而翌年夏季黄海冷水团的范围、强度也不相同。根据资料分析表明，黄海冷水团的范围大小和势力强弱程度，主要取决于黄海周围前冬的气候冷暖程度。若前冬严寒，则伴随而来的翌年夏季的黄海冷水团的势力就强，相反，前冬若为暖冬，那么第二年夏季黄海冷水团的势力就弱[76、65、22]。

第六节　温跃层

一、概　述

跃层是指海洋水文环境参数，在垂直方向上的梯度达某一规定的临界值，该水层呈现飞跃突变的现象，简称跃层。表现在海水温度上就叫温跃层，同样有盐跃层、密跃层等。跃层是浅海中突出的一种水文现象，也是海洋水文特征的重要内容之一。

关于中国近海温、盐、密度跃层的分析研究，首推毛汉礼、邱道立等的《中国近海温、盐、密度的跃层现象》专著 1)，他们首先提出用跃层的三项示性特征来描述跃层现象及其演变规律。三项示性特征是：跃层强度、深度和厚度，也叫“跃层三要素”。跃层强度，系指单位水深中海洋水文环境参数的变化量—垂直梯度值。对于水深小于或等于 200m 的大陆架海域来讲，温跃层强度取 $\frac{\Delta T}{\Delta Z}=0.2$ ℃/m 为临界值。跃层深度指跃层的上界或顶界深度。下界深度与上界深度之差值即为跃层的厚度。至今，上述跃层三项示性特征仍被广泛引用，并作为描述跃层现象的基本要素，列入海洋调查观测规范中。

在中国近海温、盐、密度跃层专著中 1)，由于当时的历史条件所限，对黄海只给出 124°E 以西海域的跃层分布、变化及演变过程。124°E 以东海域的情况并未涉及。而后，国家海洋局第一海洋研究所 2)、蓝淑芳等[73]、陈达熙等[30]以及郭炳火等[67]，把黄海温跃层研究海域扩大到整个黄海。这样，对黄海的温跃层现象就有一个比较全面的了解。

夏季黄海深底层因有冷水团存在，从而黄海的温跃层特别发达，居绝对主导地位[6]。黄海温跃层，是中国近海最典型、最突出的温跃层。

二、温跃层的分布与变化

图 3.5.6.1 是黄海单站水温的垂直分布，时间为 4 月、7 月和 10 月。图 3.5.6.2 是黄海 36°N 断面的水温分布，它正好横切黄海冷水团，时间为 5 月、7 月、10 月和 11 月。两图均表示春、夏、秋三季的水温垂直结构状况。把这两幅图相互

1) 国家科委海洋组海洋综合调查办公室编，1964。全国海洋综合调查报告，第三册。
2) 国家海洋局第一海洋研究所黄海温跃层课题组，1979。黄海温跃层概况。海洋研究（增刊），1979（3）：63-89。

搭配起来，便可看出黄海温跃层的演变过程。

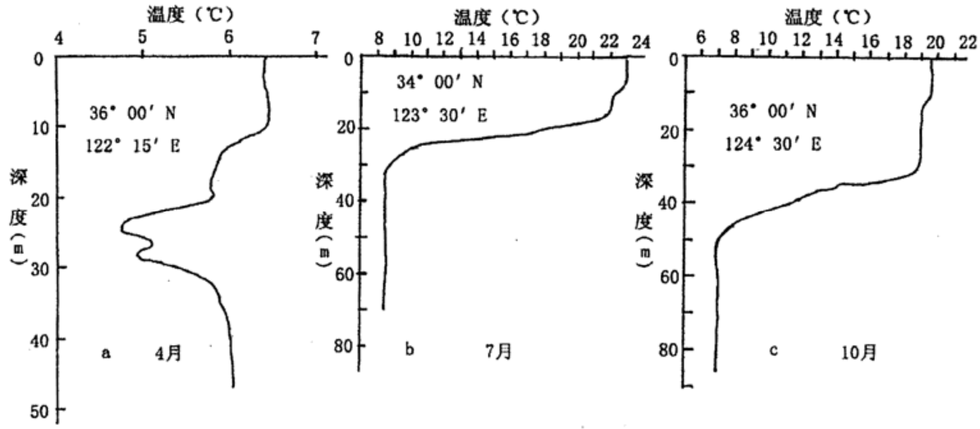


图 3.5.6.1　黄海温跃层期间的水温垂直分布[67、39]

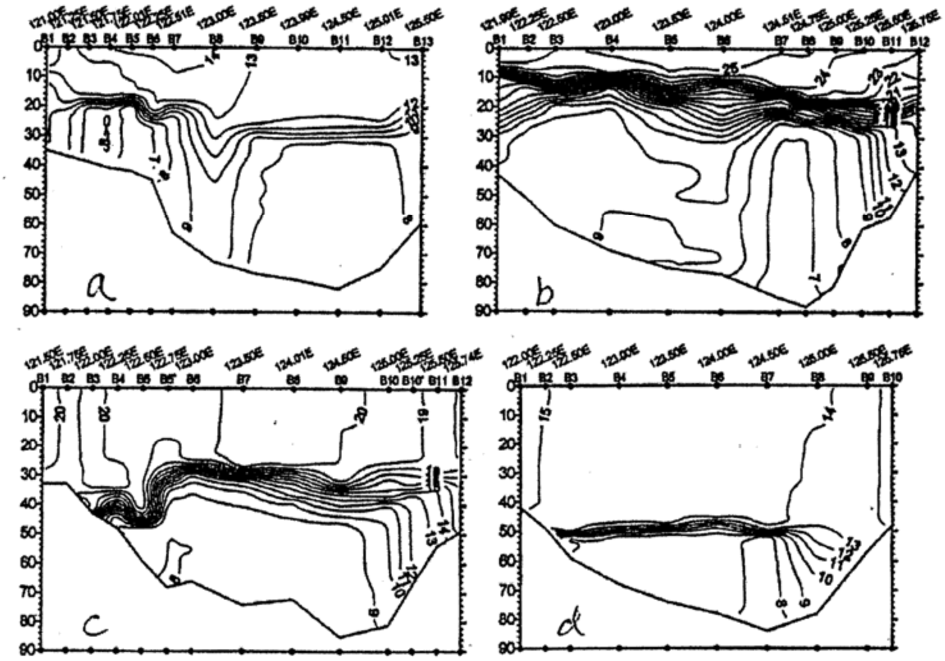


图 3.5.6.2　　黄海 36°N 纬向断面的水温分布[67]

图中：a～1998 年 5 月，b～1997 年 7 月，c～1996 年 10 月，d～1997 年 11 月

春季是增温季节。太阳辐射逐渐增强，气温升高。海面因得到热量而增温，在近表层附近产生温度垂直梯度。由于受风的搅拌作用，表层将形成一个均匀的上均匀层。上均匀层以下的海水升温缓慢，从而在上均匀层的底部出现温跃层的顶（上）界；而深层海水温度仍比较低，这种顶（上）界与底（下）界的温度垂直梯度达 0.2℃/m 时就称做为温跃层。4 月，黄海就有相当部分的海域出现温跃

层，强度在 0.2~0.4℃/m 之间。图 3.5.6.1a 为一个双温跃层例子，其强度超过 0.2℃/m，并出现中层冷水现象。图中的上均匀层为 10m 左右。5 月，温跃层的范围扩大，强度增强，温跃层逐步趋于稳定，无间隙现象发生。以 36°N 断面为例（图 3.5.6.2a），断面西侧青岛近海，温跃层强度达 0.4～0.8℃/m，上界深度为 20m 左右；而该断面东侧的朝鲜半岛近海，温跃层强度比西侧的要弱，为 0.2~0.4℃/m，上均匀深度比西侧的要深，约 25～30m。

夏季，太阳辐射最强，温度达年内最高，海水垂直分层最发达，温跃层最强。以图 3.5.6.1b 和图 3.5.6.2b 为例，表层水温达 25℃，而深底层水温仅 9℃和 7℃，表、底层温差达 16～18℃之多，从而在 5～25m 之间的水层内形成强温跃层。此时，黄海 36°N 断面上的温跃层强度达 1.0～1.5℃/m。夏季因水层稳定，风搅拌作用也弱，使上均匀层变薄，与 5 月份相比较，温跃层的深度变浅了，但温跃层的厚度却加深了。

进入秋季，太阳辐射减弱，风力增强，海面降温，蒸发加剧，海水密度增大，垂直稳定度减小，对流混合增强，使上均匀层加深，水温垂直梯度减小，温跃层减弱以致消失。从图 3.5.6.1c 和图 3.5.6.2c，d 看出，10 月和 11 月的上均匀层比 7 月的明显加深，温跃层强度已降为 0.2～0.45℃/m，尤以 36°N 断面插图 d 最为明显。

从上面的讨论中看出，黄海温跃层的消长过程存在着三个阶段：成长期（4～5 月），强盛期（6～8 月）和衰消期（9～11 月）。

1. 成长期

阳春 3 月或 4 月初，黄海就有局部的、零星的温跃层出现。但非常不稳定，时而出现，时而消失。到了 4 月下旬，黄海温跃层稳定出现，强度大于 0.2℃/m 的海域范围，约占黄海面积的 40%[1)]。此时黄海境内有两个强温跃层区：一个在青岛近海，另一个在南黄海南部的大沙滩以北海域。中心强度最大值分别为 0.8℃/m 和 0.5℃/m[73]。5 月（图 3.5.6.3），温跃层范围进一步扩大，除近岸浅水区外，温跃层已布满了黄海的大部分海域，并趋于稳定。强度增强。北黄海中央及南黄海西北青岛近海，成为黄海的两大强温跃层区，中心强度平均为 0.5℃/m。此外，在长江口以北及南黄海南部中央海域，为两个次强温跃层区，中心强度平均为

---

1) 国家海洋局第一海洋研究所黄海温跃层课题组，1979。黄海温跃层概况。海洋研究（增刊），1979（3）：63~89

0.4℃/m。鉴于上述情况，有的文献把黄海温跃层的成长期定在 3～5 月[73、5]。

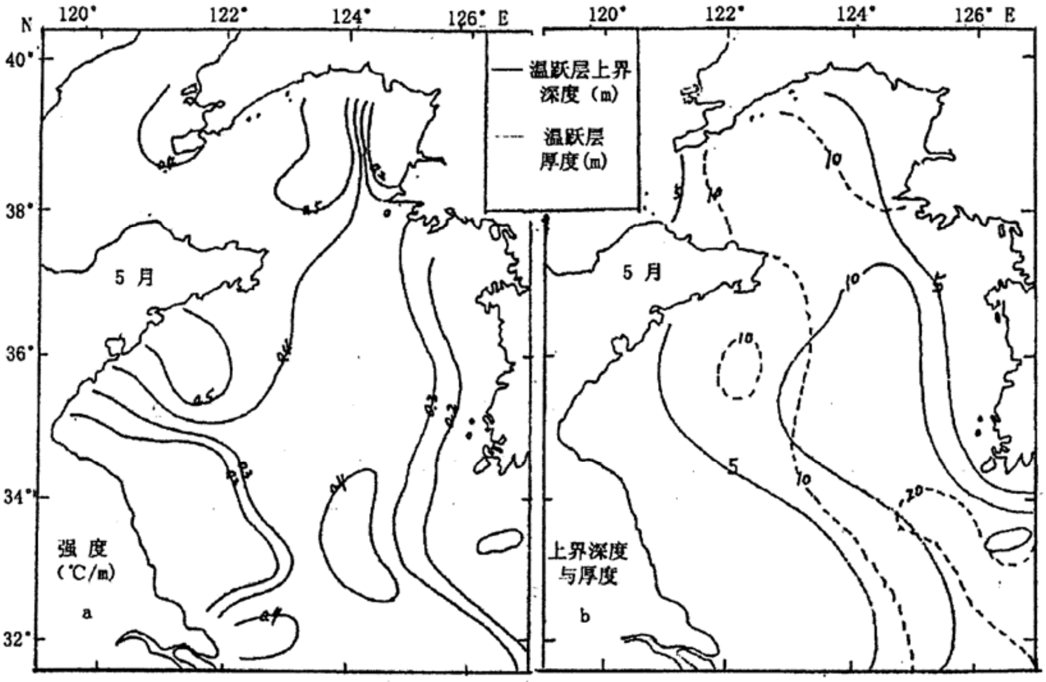


图 3.5.6.3　黄海温跃层成长期时的“三要素”分布[30]

成长期期间温跃层的深度分布，黄海中央比较深，在 10～20m 之间；而黄海周边的温跃层深度较浅，在 5～10m 之间。成长期温跃层的厚度分布也有规律，北黄海的比较浅，在 5～10m 之间，南黄海的较深，为 10m 左右。

2. 强盛期

6～8 月是黄海温跃层的强盛期，此时温跃层的范围达最大，温跃层强度达最强。跃层范围的大小和强度的强弱，是判别跃层强弱的重要标志。6～7 月是温跃层不断强化的时期，而 7～8 月是温跃层进入稳定的时期[73]。6 月，除苏北五条沙、西朝鲜湾、江华湾、外烟列岛至罗州群岛一带外，温跃层已布满了整个黄海。强度一般都在 0.4℃/m 以上，并有两个强温跃层区：一个在北黄海中央，另一个在青岛近海。两者的中心强度分别为 1.0℃/m 和 0.8℃/m 以上。6 月，黄海温跃层的深度比较浅：北黄海的为 5m；南黄海中央的为 10m；边缘的为 5m。温跃层厚度：北黄海的为 10m；南黄海中央的为 20m；而边缘的为 10m。7 月，黄海温跃层的范围与 6 月的大体相同，分布形势也大体相似，也就是说，范围已达最大。但在温跃层的强度方面又进一步得到发展，两个强温跃层区中心均在 1.1℃/m 以上。强度分别上升了 0.1℃/m 和 0.3℃/m。至于温跃层的深度与厚度方

面，7 月的与 6 月的基本无变化。8 月是黄海温跃层的鼎盛时期，见图 3.5.6.4。虽然在跃层分布格局上与 7 月、6 月的基本相似，但在强度方面进一步得到发展。表现在三个方面：（1）黄海两大强温跃层区中心强度，分别上升到 1.2℃/m 和 1.5℃/m 以上，比 7 月的又提高了 0.1℃/m 和 0.4℃/m。据文献[73]和[59]报道，黄海温跃层强度的极大值为 2.5℃/m 和 5～8℃/m。（2）温跃层强度大于 0.5℃/m 的等值线所包络的范围，约占黄海海域的 66%[1)]。（3）北黄海中央的那个强温跃层区，其中心已向南移，移至南、北黄海交界处附近。在温跃层的深度和厚度方面，8 月的比 7 月的增深和变厚了 5～10m。温跃层之所以在 7、8 月最强，是因为 7、8 月份表层水温达全年最高，海水层化现象最强，黄海表、底层温差达最大（16～18℃）的缘故。

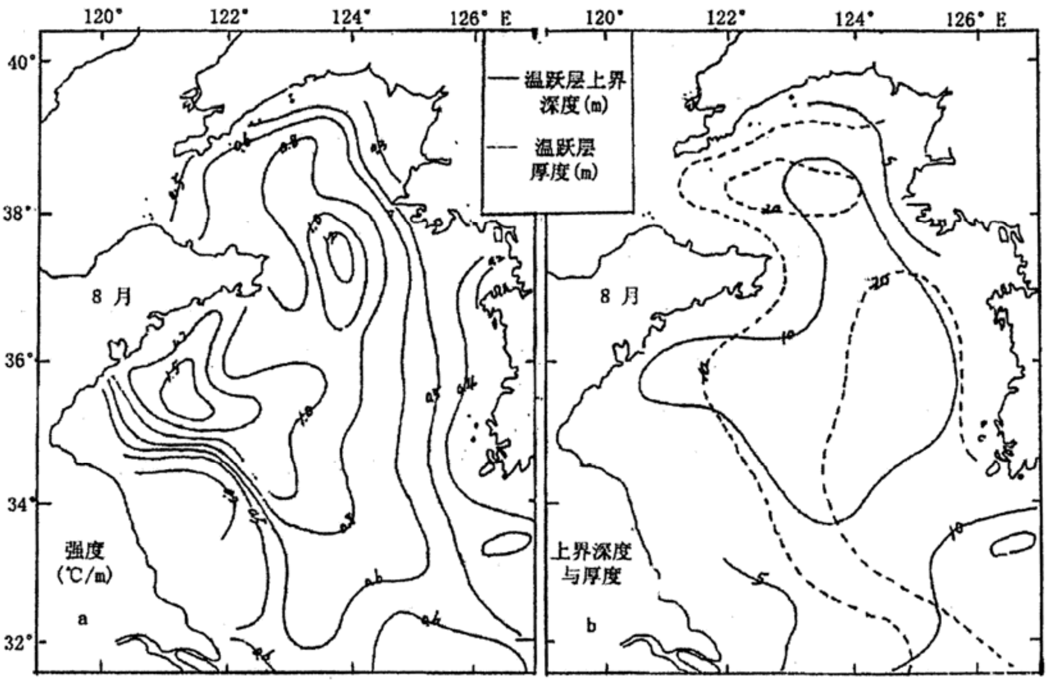


图 3.5.6.4　黄海温跃层强盛期时的“三要素”分布[30]

3. 衰消期

跃层衰消的标志有二：（1）强度减弱；（2）范围缩小。9～11 月是黄海温跃层的衰消期。9 月，黄海温跃层开始减弱，主要表现在三个方面：（1）强度衰减很快。黄海两个强温跃层区，此时中心强度均为 1.1℃/m。与 8 月的相比，分别

1) 国家海洋局第一海洋研究所黄海温跃层课题组，1979。黄海温跃层概况。海洋研究（增刊），1979（3）：63~89

下降了 0.1℃/m 和 0.4℃/m。（2）范围明显减小。水温垂直梯度为 0.5℃/m 等值线的区域（即该等值线所包络的范围），由 8 月的 66%减为 42%[1)]。同时，苏北近海一大片海域首先成为无跃层区。（3）跃层深度变深。周边由 8 月的 5m 变成 10m，海区中央的由 8 月的 10m 增至 20m。至于跃层厚度方面，与 8 月的相比，也有变化，但不是太明显。另外，在温跃层强度平面分布图上，9 月的与前几个月的不同。前者在南黄海南部中央深水区，又出现一个强温跃层区，中心值在 1.1℃/m 以上，与原来两个强温跃层区形成三足鼎立的局面。10 月，温跃层继续衰减，而且衰消的力度比 9 月的要大：（1）深度较浅海域的温跃层迅速消失，保留下来的温跃层位于黄海中央的深水区。黄海三个强温跃层区的中心值，此时已减为 0.7℃/m，比 9 月份的又下降了 0.4℃/m。（2）温跃层范围进一步缩小，强度为 0.5℃/m 的等值线范围，只占黄海海域面积的 25%左右 [1)]，相反，无跃层区面积大大扩展，占据了黄海的大部分海域。（3）温跃层深度已下沉到 30m 左右，其厚度为 20m。11 月，黄海温跃层已进入尾声，只在黄海中央的深水区——黄海槽还保存有温跃层。此时强度很弱，中心值为 0.4℃/m。顶界深度增大。到了 12 月，黄海温跃层基本上消失了。但在局部海域，仍有零散的温跃层。所以有的学者把黄海温跃层的消失期定在 9～12 月[73、5]。黄海温跃层是季节性温跃层，一年完成一个生消过程（周期）。

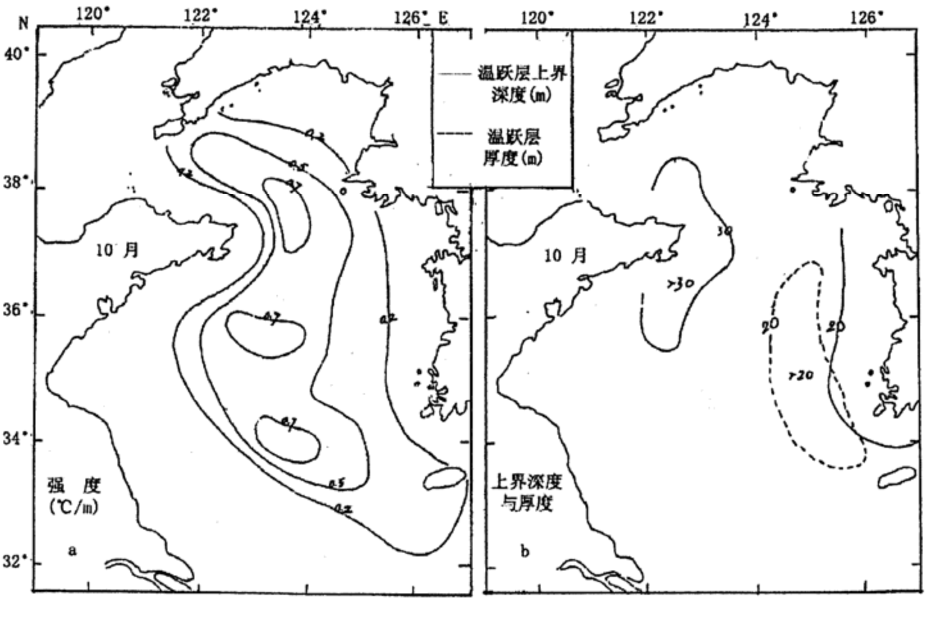


图 3.5.6.5　黄海温跃层衰消期时的“三要素”分布[30]

总的来讲，在衰消期期间，温跃层强度逐月减弱，跃层深度逐渐增大，跃层

厚度大部分是逐渐变薄的，但也有逐渐变厚的现象。

造成温跃层消失的主要原因是：随着冬季的来临，太阳辐射减弱，偏北风盛行，海面失热，导致水温下降，密度增加，对流混合增强，垂直混合可达海底。水温垂直分布呈上下一致的均匀状态，无垂直梯度可言，也就谈不上温跃层问题。

图 3.5.6.6 表示黄海温跃层“三要素”的月际变化。地点选择在北黄海中央及青岛近海两个强温跃区的中心水域。因为那里资料多，时间系列长，又是黄海温跃层的两个强跃区，代表性好，比较典型。该图表明，北黄海中央海域和青岛近海海域，同为黄海的两个强温跃区，但跃层“三要素”的月际变化仍有明显的差异。首先在强度方面，北黄海强跃区的最大值为 1.28℃/m，出现在 7～8 月之间；青岛近海强跃区的最大值为 1.8℃/m，发生在 8~9 月之间。最大值出现的时间，青岛近海的落后于北黄海中央的 1 个月左右。其次，北黄海中央海域温跃层的衰消时间拖得比较长，而青岛近海的衰消时间比较短。第三，在上界深度方面。7 月以后，两者的变化趋势一致，随着时间的推移，上界深度增大；但 7 月以前，两者的变化趋势几乎相反，原因尚不清楚。第四，在厚度方面，两个海域的变化趋势也不相同。由此可见，黄海温跃层的月际变化是十分复杂的。

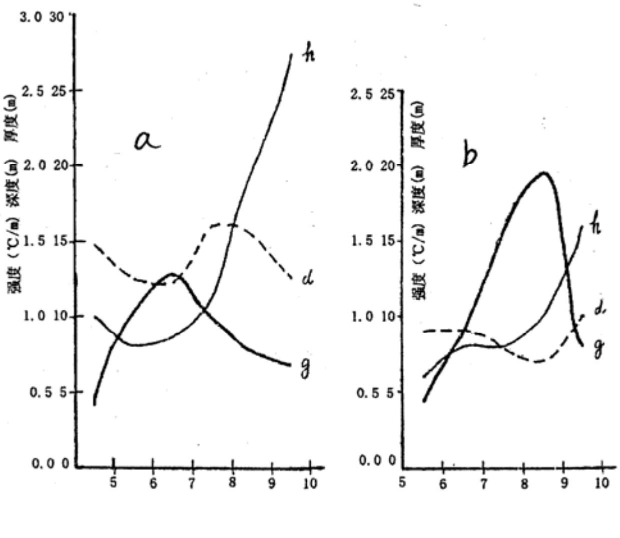


图 3.5.6.6　黄海温跃层“三要素”的月际变化[1)]

图中：a～北黄海中央海域，b～青岛近海海域，g～温跃层强度（℃/m），

h～温跃层上界深度（m）；d～温跃层厚度（m）

[1)] 国家海洋局第一海洋研究所黄海温跃层课题组，1979。黄海温跃层概况。海洋研究（增刊），1979（3）：63~89

第三篇 参考文献

［1］丁德文主编，工程海冰学概论。北京：海洋出版社，1999。

［2］丁宗信，黄海、东海夏季温、盐度逆转结构分布及其成因的初步分析。海洋科学集刊，1994，第 35 集，11～21。

［3］于群，周发琇，王启，海洋影响下的山东半岛冷流降雪。华东师范大学学报，自然科学版，2009（3）：160-168。

［4］中国科学院《中国自然地理》编委会，中国自然地理—海洋地理。北京：科学出版社，1979。

［5］《中国海洋志》编委会编著，中国海洋志。郑州：大象出版社，2003。

［6］毛汉礼、邱道立，1964。中国近海温、盐、密度的跃层现象（节要）。见《毛汉礼著作选集》，北京：学苑出版社，1996，141-146。

［7］毛汉礼、任允武、孙国栋，南黄海和东海北部（28°～37°N）夏季的水文特征以及海水类型（水系）的初步分析。海洋科学集刊，1965，01 号：23-77。见《毛汉礼著作选集》，北京：学苑出版社，1996，147-201。

［8］王丕诰，刘宗义，张开斗，应用卫星气象学。青岛：中国海洋大学出版社，2004。

［9］王相玉，渤、黄海北部的冰期和结冰范围。海洋预报，1991，8（1）：43-89。

［10］王凯，方国洪，冯士筰，渤海、黄海、东海 M_2 潮汐、潮流的三维数值模拟。海洋学报，1999，21（4）：1-13。

［11］王建国，山东气候。北京：气象出版社，2005。

［12］王鑫，黄菲，周发琇，黄海沿海夏季海雾形成的气候特征。海洋学报，2006，28（1）：26-34。

［13］邓树奇、张启文，1989-1990 年冬季渤海和黄海北部结冰特征分析。海洋预报，1991，8（3）：39-45。

［14］包澄澜主编，海洋灾害及预报。北京：海洋出版社，1991。

［15］乐肯堂、毛汉礼，冬季南黄海温、盐结构及其流系。海洋与湖沼，1990，21（6）：505～515。

［16］乐肯堂，冬季黄海暖流水的起源。海洋学报，1992，14（2）：9-19。

［17］叶英，董波，登陆我国的热带气旋活动的年代际变化分析。海洋预报，2002，

19（2）：23-30。

［18］任允武、孙国栋、毛汉礼，南黄海和东海北部（28°～38°N）冬季的水文特征以及海水类型（水系）的初步分析。海洋科学集刊，1965，01 号：78-125。见《毛汉礼著作选集》，北京：学苑出版社，1996，203-249。

［19］许厚泽，毛伟建，中国大陆的海洋负荷潮汐改正模型。中国科学（B 辑），1988，（9）：984-994。

［20］刘树勋、沈新强、王幼琴等，渤、黄、东海水团多年平均分布与变化的初步分析。海洋学报，1993，15（4）：1-11。

［21］孙湘平，气候异常引起的黄海冷水团及渤海冰情变异的若干例证。海洋湖沼通报，1980（1）：1-8。

［22］孙湘平、姚静娴、黄易畅等编著，中国沿岸海洋水文气象概况。北京：科学出版社，1981。

［23］孙湘平编著，中国近海区域海洋。北京：海洋出版社，2006。

［24］苏纪兰，黄大吉，黄海冷水团的环流结构。海洋与湖沼，1995，26（5，增刊）：1-7。

［25］苏纪兰，中国近海的环流动力机制研究。海洋学报，2001，23（3）：1-16。

［26］苏纪兰主编，袁业立副主编，中国近海水文。北京：海洋出版社，2005。

［27］邱道立、周诗赉、李昌明，应用聚类方法划分黄海水团的初步研究。海洋学报，1984，6（3）：281-292。

［28］邱道立，渤海及黄、东海近海区水温日变化特点分析。海洋学报，1992，4（4）：391-403。

［29］陈则实，王文海，吴桑云等编著，中国海湾引论。北京：海洋出版社，2007。

［30］陈达熙主编，渤海、黄海、东海海洋图集—水文分册。北京：海洋出版社，1992。

［31］陈冠贤主编，中国海洋渔业环境。杭州：浙江科学技术出版社，1991。

［32］辛宝恒，黄海渤海大风概论。北京：气象出版社，1991。

［33］汤明义、李洪海，黄海表面水温场的准周期变化分析。海洋通报，1987，6（3）：1-5。

［34］汤明义，黄、渤海表面水温周日变化的初步分析。海洋通报，1987，6（1）：7-10。

［35］汤毓祥、邹娥梅、Houng-Jae Lie 等，初春南黄海水文特征及环流状况的分析。海洋学报，1999，21（5）：1-11。

［36］汤毓祥、邹娥梅、Houng-Jae Lie 等，南黄海环流的若干特征。海洋学报，2000，22（1）：1-15。
［37］汤毓祥、邹娥梅、Houng-Jae Lie 等，冬至初春黄海暖流的路径和起源。海洋学报，2001，23（1）：1-16。
［38］李凤岐，苏育嵩编著，海洋水团分析。青岛：青岛海洋大学出版社，2000。
［39］李繁华、刘爱菊、赵松鹤等编著，山东近海水文状况。济南：山东省地图出版社，1989。
［40］李培顺，青岛港减水预报方法的初步研究。海洋预报，1990，（1）：15-21。
［41］李培顺，青岛港台风暴潮过程预报方法探讨。海洋预报，1991，（3）：12-19。
［42］李培顺，连云港台风增水预报方法探讨。海洋预报，1993，（1）：69-76。
［43］李培，唐晓卫等，朝鲜海峡气候特征。海洋预报，2007，24（1）：45-49。
［44］陈艳秋，袁子鹏，王元，SST 对黄海、渤海登陆热带气旋路径和强度的影响。海洋学报，2008，30（1）：31-41。
［45］邹娥梅、徐伯昌、王宗山等，南黄海西部中层冷水特征的时空变化。黄渤海海洋，2001，19（2）：10-16。
［46］国家海洋局北海分局编，北海区海洋站海洋水文气候志。北京：海洋出版社，1993。
［47］国家海洋信息中心，潮汐表。北京：海洋出版社，2009。
［48］周天华，陈宗镛，东海南部陆架对半日分潮波的增大效应。海洋学报，1987，14（2）：1-8。
［49］张元奎、贺先明、高永福，北黄海及渤海变性水团的初步分析。海洋湖沼通报，1983（2）：19-25。
［50］张方俭著，我国的海冰。北京：海洋出版社，1986。
［51］张启龙、翁学传、杨玉玲，南黄海春季水团分析。海洋与湖沼，1996，27（4）：421-428。
［52］张秀芝，黄秀芬，李江龙等，一百年来影响黄渤海热带气旋天气气候分析。海洋预报，1997，14（4）：11-20。
［53］杨殿荣主编，海洋学。北京：高等教育出版社，1986。
［54］杨国金编著，海冰工程学。北京：石油工业出版社，2000。
［55］周发琇，刘龙太，长江口—济州岛附近海域综合调查报告，第七节海雾。山东

海洋学院学报，1986，16（1）：114-128。

［56］周发琇，王鑫，鲍献文，黄海春季海雾形成的气候特征。海洋学报，2004，26（3）：28-37。

［57］林珲，闾国珍，宋志尧等，东中国海潮波系统与海岸演变模拟研究。北京：科学出版社，2000。

［58］林玉英，战淑云，赤道东太平洋海温对东亚-西北太平洋温带气旋的影响。海洋预报，2000，17（2）：16-22。

［59］赵保仁，渤、黄海及东海北部强温跃层的基本特征及其形成机制的研究。海洋学报，1989，11（4）：401-410。

［60］赵保仁，南黄海西部的陆架锋及冷水团锋区环流结构的初步研究。海洋与湖沼，1987，18（3）：217-226。

［61］赵保仁、熊庆成、张法高，夏季南黄海深层冷水团内部的水文结构。海洋科学集刊，1987，第 28 集，57-68。

［62］赵保仁，方国洪，曹德明，渤、黄、东海潮汐潮流的数值模拟。海洋学报，1994，16（5）：1-10。

［63］赵保仁，黄海潮生陆架锋的分布。黄渤海海洋，1987，5（2）：16-23。

［64］袁业立，李惠卿，黄海冷水团环流结构及生成机制研究。中国科学 B，1993，23（1）：93-103。

［65］翁学传、张以恳、王从敏等，黄海冷水团的变化特征。海洋与湖沼，1988，19（4）：368-379。

［66］翁学传、张启龙、张以恳等，渤、黄、东海水温日变化特征。海洋科学，1993（6）：49-53。

［67］郭炳火、黄振宗、李培英等，中国近海及邻近海域海洋环境。北京：海洋出版社，2004。

［68］梁军，陈联寿，吴士杰等，影响黄渤海域热带气旋灾害分析。自然灾害学报，2007，16（2）：27-33。

［69］曹钢锋，张善君，朱官忠等，山东天气分析与预报。北京：气象出版社，1988。

［70］黄祖珂，黄磊，潮汐原理与计算，青岛：中国海洋大学出版社，2005。

［71］黄磊，烟台外海的潮波特征。大连海事大学学报，2006，32（3）：33-36。

［72］黄磊，在船上进行潮流数值预报的技术研究，中国航海，2004（2）：63-65。

［73］蓝淑芳、顾传宬、傅秉照，渤海、黄海、东海水温垂直结构统计特征分析。海洋科学集刊，1985，第 25 集：11-25。

［74］蓝淑芳、顾传宬、傅秉照，南黄海暖流水的温、盐度分布特征。海洋科学集刊，1986，第 27 集，45-53。

［75］赫崇本、徐斯、汪园祥等，黄海冷水团的形成及其性质的初步探讨。海洋与湖沼，1959，2（1）：11-15。

［76］管秉贤，黄海冷水团的水温变化以及环流特征的初步分析。海洋与湖沼，1963，5（4）：255-285。

［77］藏垣范、张启文，1982～1983 年冬季渤海及黄海北部的冰情分布。海洋预报服务，1984，1（1）：43-49。

［78］藏家业、汤毓祥、邹娥梅等，黄海环流的分析。科学通报，2001，46（增刊），2-15。

［79］An H. S. A numerical experiment of the M_2 tide in the Yellow Sea. J of the Oceanographical Society of Japan. 1977, 33: 103-110.

［80］An H. S., The numerical simulation of the oceanic circulation in the Yellow Sea. J. Korean Earth Sci. Soc., 1987, 8: 171-176.

［81］Beardsley R. C, Limeburner R, Kim K et al. Lagrangian flow observations in the East China, Yellow and Japan seas. La mer, 1992, 30: 297-314.

［82］Choi B. H. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. Korea Ocean Research and Development Institute (KOPDI) Rep. 80-02, 1980.

［83］Choi B. H., Note on current driven by a steady uniform wind strees on the Huanghai Sea and the East China Sea. La mer, 1982, 20: 65-74.

［84］Fang Guohong, Tide and tidal current charts for the marginal seas adjacent to China. C. J of Oceanology and Limnology. 1986, 4 (1): 1-16.

［85］Fang Yue, Zhang Qinghua, Fang Guohong, A numerical study on the path and origin of the Yellow Warm Current, The Yellow Sea, 1997, 2: 18-26.

［86］Feng Ming, Hu Dunxing and Li Yongxinag, A theoretical soluteion for the thermohaline circulation in the southern Yellow Sea. CHIN, J, Oceanol. Limnol, 1992, 10 (4): 289-300.

［87］Guan Bingxian, Patter and structure of the current in Bohai, Huanghai and East China

Sea, In: D Zhou et al. (eda), Oceanology of China Seas, Vol. 1, Kluwer Academic Bub., Dordrecht: 3-16, 1994.

［88］Hsueh Y. Recent current observations in the eastern Yellow Sea. J Geophys Res, 1988, 93: 6875-6884.

［89］Le K. M. Feng and Y. Wang, A numerical study of the wintertime circultion in the Bohai and Huanghai Seas. Chinaese J. Oceanol. Limnol, 1993, 11: 149-160.

［90］Lie, H J. Wintertime temperature-salinity characteristics in the Southeastern Huanghai (Yellow Sea). J Ocranogr, Soc Japan, 1985, 41: 291-298.

［91］Lie,H J. Summertime hydrographic features in the Southeastern Huanghai. Prog Oceanog, 1986, 17: 229-242.

［92］Lie H J. On the Huanghai (Yellow) Sea circulation: a review by current measurements. Acta Oceanologica Sinica, 1999, 18 (3): 355-374.

［93］Lie H J, Cheol-Ho Cho, Jae-Hak Lee, etal. Does the Yellow Sea Warm Current Really Exist as a Persistent Mean Flow? Journal of Geophysical Research. 2001: 1-42.

［94］Ma Jian, F, 1. Qiao, C. S. Xia etal, Effects of the Yellow Sea Warm Current on the winter temperature distributeon in a numerical model, J Geophys Res, 2006: 111, C11S04.:1-12.

［95］T. Nakao, Oceanic Variability in relation to fisheries in the East China Sea and Yellow Sea. Journal of the facalty of Marine Science and Tecknology Tokai University, 1977, Special 11:199-367.

［96］Kondo, M. Oceanographic investingations of fishing ground in the East China Sea and the Yellow Sea. I. Characteristics of the mean temperature and Salinity distributeons measured at 50 m and near the bottom. Bull Seikai Reg Fish Lab, 1985, 62: 19-66.

［97］Takahashi, S. and Yanagi, T., A numerical study on the formation of circulateons in the Yellow Sea during Summer, La mer, 1995, 33, 135-147.

［98］Uda, M. The results of simultaneous oceanographical investingations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932. J. Imp Fish Exp St (In Japan), 1934, (5): 138-190.

［99］Xia C. S., F. L. Qiao, Y. Z. Yang etal, Three-dimensional structure of the summertime circulateon in the Yellow Sea from a wave-tide-circulation coupled model, J Geophys

Res, 2006, 111, C11S03.: 2-19.

［100］Yong Chul Lee, Yun-shan Qin, Rul-yu Lin, Edited, Yellow Sea Atlas. Ho Yong Publishing Co. (Korea). 1998.

［101］Yuan Yaochu and Su jilan, A Two-layer circulateon model of the East China Sea, Proceedings of ISSCS, China Ocean Prss: 335-345.，1983.

［102］Zhang Fagao, Mao Hanli, Leng Yangui, Analysis of drifter bottle and drift card experiments in Bohai Sea and Huanghai Sea (1975-1980) Chin J.Oceanol, Limnol, 1987, 5 (1): 67-75.

参考文献补遗

[103] 乔新、陈戈. 基于 11 年高度计数据的中国海海平面变化初步研究，海洋科学，2008，32（1）：60～64.

[104] Yoshinobu Wakata. Seasonal Variability of the Sea Surface Height in the East China Sea along the China Coast: A Model Study. Journal of Oceanography, 2009, 65(281~286)

[105] 李坤平、周天华、陈宗镛. 中国近海月平均海平面的变化及其原因的初步分析. 海洋学报，1982，4(5):529~536

[106] 吴涛、 康建成、 王芳等. 全球海平面变化研究新进展，地球科学进展，2006,21(7):730~737.

[107] 王艳红、张忍顺、谢志仁. 未来江苏中部沿海相对海面变化预测. 地球科学进展.2004, 19 卷(6):992~996

[108] 陈宗镛、周天华、于宜发等. 1985 国家高程基准的研究。青岛海洋大学学报，1988，18（1）：9~13

[109] 陈宗镛、汤恩详、周天华等. “1985 国家高程基准”与中国平均海面。军事测绘，1988，6：44-49

[110] 奚智祥，渤海和北黄海沿岸海区月平均海平面变化及其主要影响因子的初步讨论. 海洋通报,1983,2（6）：7~14

[111]杨华庭,田素珍,叶琳等主编.中国海洋灾害四十年资料汇编.1993.北京:海洋出版社

[112]许富祥.海浪预报知识讲座海浪及其危害 海洋预报，2001,18（1）：82-84

[113]许富祥.西北太平洋灾害性海浪监测与预报 海洋预报,1991, 8(1):36-431

[114]许富祥.中国近海及其邻近海域灾害性海浪时空分布.海洋学报，1996,18（2）：26-31

[115]许富祥,韦锋余,邢闯.090415 渤海黄海北部灾害性海浪过程灾情分析及灾后反思.

海洋预报,2009,26（3）：38-44。